

北鹿ベースンの地質構造・火成活動と黒鉱鉱床形成場

中 嶋 輝 允*

NAKAJIMA, Terumasa (1993) Reconstruction of the depositional circumstances of the kuroko deposits in the Hokuroku basin. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 44 (2/3/4), p. 251-282, 22 fig.

Abstract: The Hokuroku basin with a circular form about 30 km in diameter contains approximately 140 million metric tons of crude ore of the kuroko deposits. The Neogene submarine felsic volcanism played an important role in the formation of the kuroko deposits. Based on the voluminous geologic data in the Hokuroku district, the geologic structure of the basin and geomorphological features of the Neogene volcanoes have been examined to reconstruct the depositional circumstances of the kuroko deposits.

The contour map of the surface of the pre-Neogene basements, which delineates the bottom structure of the Hokuroku basin, indicates that the basin is depressed upto 2,600 m within the area about 30 km in diameter. The bottom structure is fairly complicated and exhibits the various scale of uplifts and depressions in details. Its geomorphological features can be classified as follows.

Uplift 1 : -300~800 m (altitude). Marginal and/or outside uplift corresponding to the main ranges in NE Japan of the Oou and Dewa mountains.

Uplift 2 : -700~300 m. Parallel to the Uplift 1 and located along the margin within the basin.

Uplift 3 : -800~-300 m. A part of the inner basin uplift. Small ridge: diverging from the Uplift 1 and 2.

Depression 1 : -1,000~-1,800 m. $20 \times 20 \sim 30 \times 30 \text{ km}^2$. The Hokuroku basin itself or the Hokuroku ring-shaped depression.

Depression 2 : -1,800~-200 m. $10 \times 10 \text{ km}^2$.

Depression 3 : -1,200~-100 m. $2 \times 2 \text{ km}^2$.

Small valley : < 1 km in width, 1~2 km long.

Steep slope and scarp : dipping $20^\circ \sim 50^\circ$. Mostly correspond to faults.

The volcanism in the Hokuroku district includes the subareal as well as submarine ones. The former is predominate in the early Miocene, Pliocene and Quaternary, and the latter in the late early to late Miocene. Most of the Quaternary volcanoes preserve their original morphology. It is comparatively easy to reconstruct the Pliocene volcanoes, usually characterized by the felsic volcanics including welded tuffs which filled the calderas 4 to 16 km in diameter, and sometimes associated with the caldera lakes. The dome-shaped uplift resulted from the rising magma and the formation of the ring dykes are also recognizable in the Pliocene volcanoes.

The geomorphology of the submarine volcanoes in the late early to late Miocene has been reconstructed based on the isopach maps of the volcanics and the mudstones, and also on the former lithology. The strata in this age are composed of the alternating volcanics and mudstones as a whole. The alternation is essentially an accumulation of the unit sequences that start from the volcanics-dominated part at the bottom and end in the mudstone-dominated part at the top. The unit sequence is

* 鉱物資源部

Keywords: Hokuroku basin, kuroko deposits, Neogene volcanoes, basin structure, ore formation

supposed to correspond to a change from the active condition to the calm one in a successive volcanic activity. Throughout the strata five units can be recognized, and the reconstructed volcanic geomorphology contains the upward-convex volcanoes, the normally-shaped ones, as well as a various size of submarine calderas. The Hokuroku basin is a kind of cauldron, a composite of these volcanoes and caldras. The volcanic history in this age is summarized as follows.

- Stage 1 Uplift movement (eastern part of the basin) → eruption of dacites → formation of calderas → deposition of mudstones.
- Stage 2 Eruption of basalts (northern part of the basin)
- Stage 3 Uplift of easternside (western part of the basin) → eruption of dacites → formation of calderas → deposition of mudstones.
- Stage 4 Eruption of dacites → formation of calderas → deposition of mudstone.
- Stage 5 Eruption of andesites → formation of calderas → deposition of mudstone.

There are close relationships between the surface geomorphology of the basements and the site of the kuroko deposits. All of the biggest kuroko deposits such as the Kosaka (Uchinotai and Uwamuki), the Shakanai and the Hanaoka (Doyashiki and Matsumine) deposits occur in the Depression 3. Whereas the intermediate- and small-scale kuroko deposits exist mostly in the small valleys located near the ridge of the uplifts.

- Depression 3 in Depression 1 : Hanaoka (Doyashiki and Matsumine) · Shakanai · Matsuki
- Depression 3 in Uplift 2 : Kosaka (Uchinotai and Uwamuki)
- Depression 2 : Komaki · Ohmaki
- Small valley in Depression 1 : Ezuri
- Small valley in Uplift 2 : Furutobe · Ainai · Kosaka-Motoyama
- Small valley in Uplift 3 : Ishikura · Fukazawa
- Small ridge in Uplift 3 : Nagaki · Taichi

Regarding the relationship of the kuroko deposits to the geomorphology of the submarine volcanoes, most of the biggest deposits lie in the small calderas 2 to 3 km in diameter formed near the summit or on the flank of the volcanoes. The others are in the small valleys 0.3 to 0.8 km in width and 1.5 to 2.0 km long, which are supposedly accompanied by craters.

1. Caldera, 2 to 3 km in diameter : Kosaka (Uchinotai and Uwamuki) · Hanaoka (Doyashiki and Matsumine) · Shakanai · Matsuki
2. Small valley, accompanied by craters : Furutobe · Ainai · Kosaka (Motoyama) · Shakanai (no. 1-no. 3 ore bodies)
3. No obvious relationship : Nagaki · Taichi · Ishikura · Fukazawa · Ezuri · Komaki · Ohmaki

The kuroko deposits occur on the top of the dacite volcanics in the unite sequence, that is, at the end of a volcanic activity, and are finally overlain by the mudstone layers in many cases. Due to the distribution pattern and thickness variation of the bedded kuroko ores and the overlying mudstone layers, it is suggested that they were settled down in the same topographic low less than 0.7 km in diameter. This is consistent with the fact that the kuroko ores were deposited within the small calderas or craters. The depression with rather small diameter, practically comparable to crater size, are presumably suitable for the emergence of the stagnant and anaerobic conditions necessary to the precipitation, deposition and preservation of the kuroko deposits.

The large areal extent of the Hokuroku cauldron and the voluminous accumulation of the felsic volcanics throughout it indicate the presense of the deep-seated granitic magmas with area almost equal to that of the cauldron under the same place. It is concluded that at the each stages of the cauldron development the felsic magmas was

supplied by the magma chamber, and at the last stage of the dacite activity the hydrothermal fluids rising from it reached the sea bottom to emplace the kuroko deposits.

要 旨

北鹿ベースンの地質構造解析及びベースン中に発達する火山岩類についての火山地形復元を行い、黒鉱鉱床形成環境のモデルを提唱した。

北鹿地域の地質調査及び多量の試錐データをもとに作成した先新第三紀基盤岩の基盤等高線図は、北鹿ベースンが直径約 30 km の円形の沈降構造をなし、最深部は 2,600 m 以上に達することを示す。また、ベースンはかなり複雑な内部構造をもち、種々のオーダーの 2 次隆起部や沈降部を含んでいる。

北鹿ベースンの火山には、前期中新世、鮮新世及び更新世の陸上火山と前期中新世末～後期中新世の海底火山が存在し、とくに鮮新世火山の多くは直径 4～16 km のカルデラを伴う。中新世の海底火山については、火山岩類と泥岩の岩相、等層厚線図、基盤等高線図などからその火山地形を復元した。その結果、上に高まる通常の火山地形をもつ火山に加えて、逆に下に陥没した形態の火口や種々の大きさのカルデラなどの存在が明らかになった。

基盤等高線図の示す基盤地形と黒鉱鉱床の産出位置の間には密接な関係が認められる。花岡鉱山(堂屋敷・松峰鉱床)、釈迦内鉱山、小坂鉱山(内の岱・上向鉱床)などの大規模な黒鉱鉱床はすべて基盤地形の沈降部中に存在する。一方、長木・古遠部・相内・深沢などの中・小規模の黒鉱鉱床は、尾根状の隆起地形に切り込む小さな谷の中に位置する。

中新世海底火山と黒鉱鉱床の関係では、大部分の大規模黒鉱鉱床は、火山体の頂上～中復に存在する直径 2～3 km の小さなカルデラ又は火口中に認められる。その他の中・小規模黒鉱床は火口を伴うと思われる小谷(長さ 1.5～2.0 km, 幅 0.3～0.8 km)の中にある。

北鹿ベースンの黒鉱鉱床は、常に石英安山岩火山活動に伴われ、しかもその活動末期に鉱床が生成されている。層状黒鉱とその直上の泥岩層の分布パターンや層厚変化からも、黒鉱鉱床が直径 0.7 km 以下の小さな凹地に形成されたことを示し、鉱床が小さなカルデラ又は火口中に存在するという上記の結果と一致している。このような凹地は、その中の海水を停滞した状態に保ち、黒鉱鉱床の形成と保存に都合のよい環境を作り出すのに適していたと考えられる。

地質構造解析と火山地形の復元は、北鹿ベースン全体

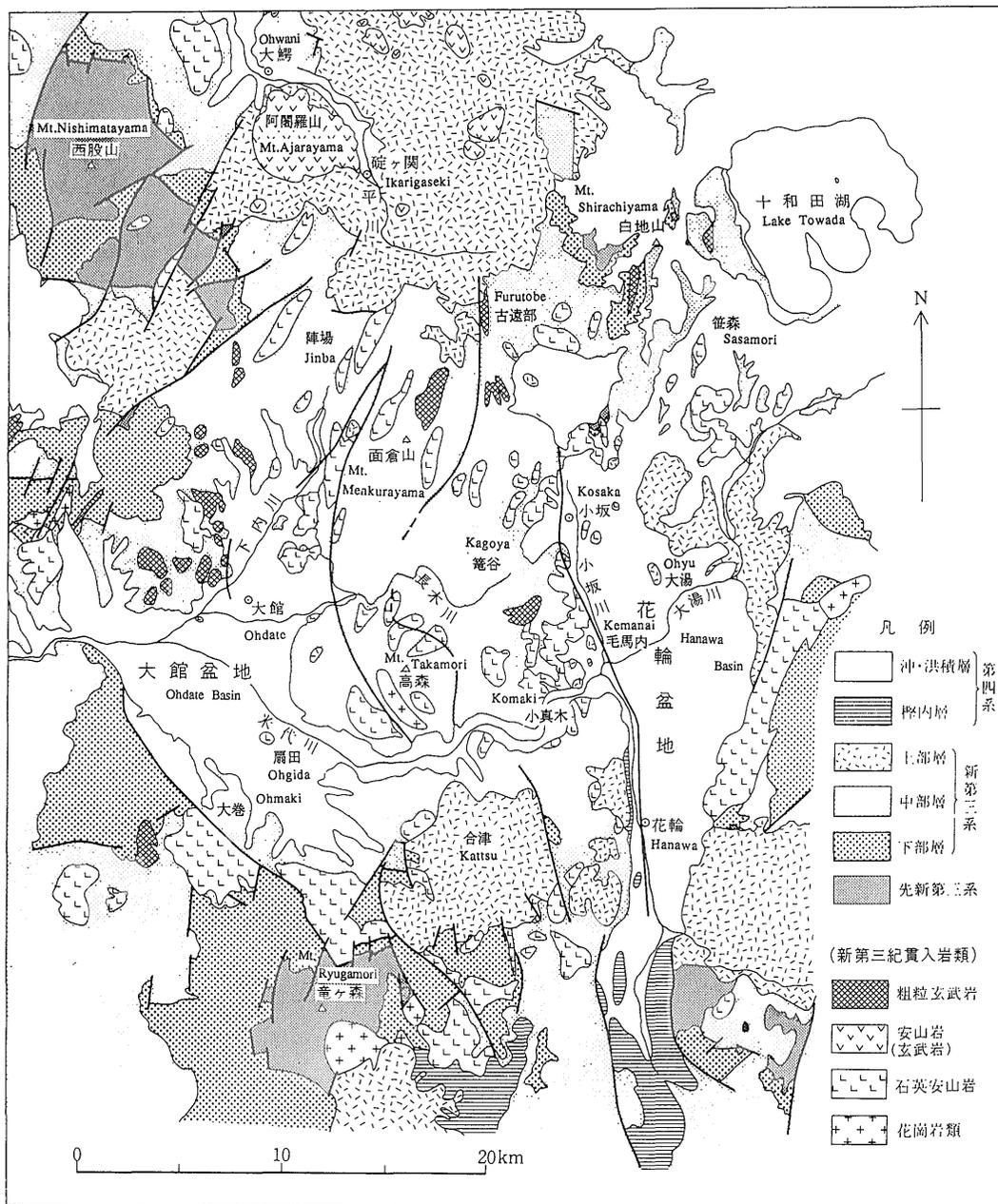
が多数のカルデラの複合したコールドロン(北鹿コールドロン)であることを示す。コールドロン内に生じた石英安山岩の規模やその面的拡がりから、その地下深所にはコールドロンと同程度の拡がりをもつ石英安山岩質マグマの存在が推定される。北鹿コールドロン形成の各段階で活動したマグマは主としてこのマグマ溜りから供給され、その活動末期に熱水が上昇して海底面に達し、黒鉱鉱床が形成されたと考えられる。

1. はじめに

北鹿ベースンはわが国最大の黒鉱産地である。粗鉱量にして約 1 億 4 千万 t の黒鉱が直径約 30 km, 面積 800 km² のベースンの中に形成された。北鹿ベースンにはまた黒鉱母岩をなす中新世火山岩が多量に分布している。その量は約 1,400×10⁹ t。母岩 1 t 当たり 100 g の黒鉱を産する計算となる。実際には、ベースン内には種々の火山岩が存在し、その中の石英安山岩に伴って黒鉱鉱床が産する。したがって、石英安山岩に対する存在度として計算すればもう少し大きい値となる。

北鹿ベースン内における石英安山岩の量は、周辺地域に比べかなり多い。おそらく、わが国のグリンタフ地域全体の中でも 1, 2 を競う量といえる。このようなことから、黒鉱鉱床の形成には石英安山岩の活動が密接に関係していると考えられ、古くから黒鉱鉱床の形成の場を海底における石英安山岩(一部は流紋岩とされる場合もある)の火山活動に結びつけて議論されてきた(堀越, 1965; 佐藤, 1968)。石英安山岩火山の火山形態としては、当初は溶岩ドーム又は上に突出した火山が黒鉱形成場とみなされたが、1970 年代後半になると海底カルデラのモデルが提出され、以来多くの研究者によってカルデラと黒鉱鉱化作用の関係が論議されている(Ohmoto, 1978; Ohmoto and Takahashi, 1983; 古賀・高橋, 1985; Urabe, 1987)。

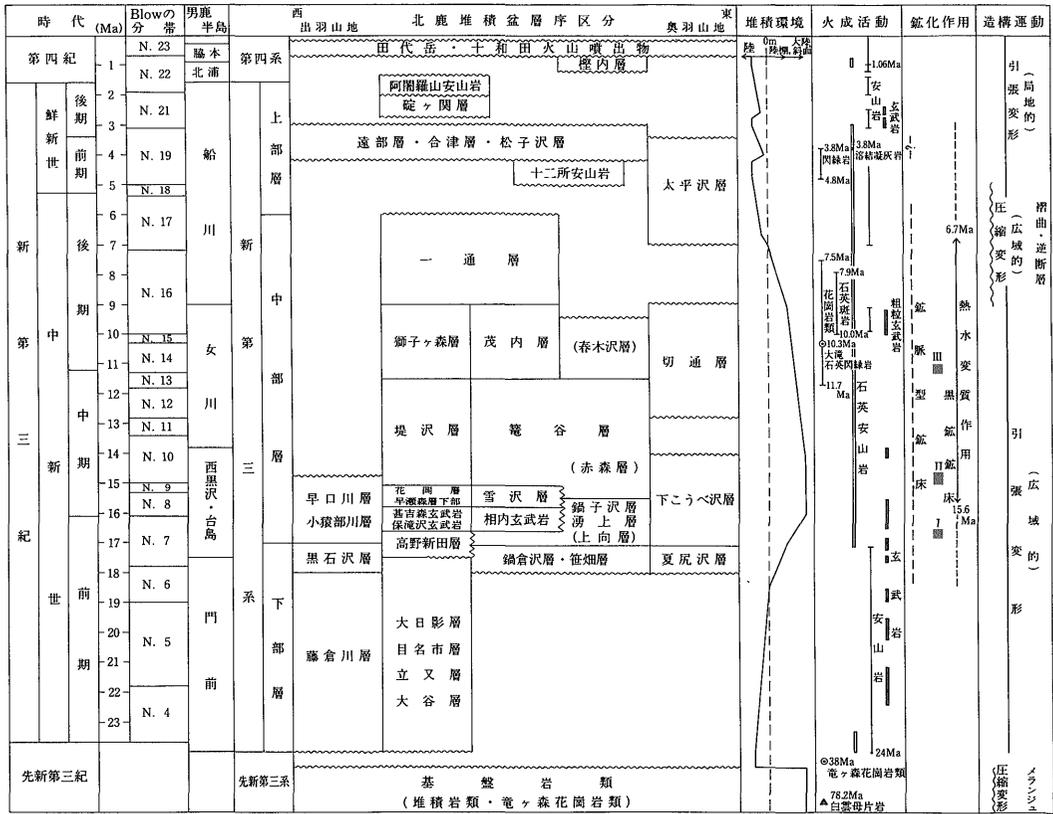
1970 年代後半はまた東太平洋海嶺において硫化物鉱石を伴う活動的熱水作用が発見された時期に当たる。以後各地で同様の現象が次々と発見され、黒鉱鉱床のような過去の海底熱水作用の産物は現世において観察される同質の現象との比較によって研究される必要が生じた(Spiess *et al.*, 1980; Macdonald *et al.*, 1980; Haymon and Kastner, 1981; 渡辺ほか, 1990)。とくに、1989 年に沖縄トラフ、伊是名海穴において発見



第1図 北鹿ベースンの地質概略図
Fig. 1 Geologic map of the Hokuroku Basin.

されたブラック・スモーカーは、中新世黒鉱鉱床とその地質学的背景がよく類似しており、重要な発見となった(中村ほか, 1989; 中村ほか, 1990)。

ここでは、比較研究のために必要な黒鉱鉱床に関する情報、とくにその形成場について再検討を加えた。黒鉱鉱床の模式地とも言える北鹿ベースンにおいては、現在



第2図 北鹿ベースンの地質総括図
Fig. 2 Generalized stratigraphic column in the Hokuroku Basin.

まで多量の地質学的データや試錐データが蓄積されている。これらのデータをもとに黒鉱鉱床形成の場となった北鹿ベースンの基盤運動の解析と中新世以降の火山活動及び火山地形の復元を試みた。

本研究は特別研究“深部鉱物資源ポテンシャルティ―評価の研究”の一貫としてなされたものであるが、黒鉱鉱床形成場あるいは鉱床形成のモデル化は、わが国における黒鉱鉱床の資源量評価を行うための基礎となるものである。

2. 北鹿ベースンの地質

北鹿ベースンには厚く新第三系が分布するが、その地質構造は、東側の奥羽山脈と西側の出羽山地の間に挟まれた南北性の複向斜構造を示す。この複向斜は北側（青森・秋田県境）と南側（竜ヶ森）に存在する2次元的な東西性の隆起帯によって閉ざされた形となっており、ベースン構造（北鹿ベースン）を形作っている（第1図）。

さらに、ベースンの内部、ほぼ中央付近にも2次元的なベースン内隆起部があってベースンを2分している。地形的には大館・花輪盆地間山地がベースン内隆起部に、大館及び花輪盆地が2分されたベースンに当る。ここに示す北鹿ベースンはおよそ第1図に示す範囲で、その直径は約30kmである。

北鹿ベースンの地質については、鉱山会社、地質調査所、秋田県及び金属鉱業事業団（虎岩，1959；堀越，1960；金属鉱物探鉱促進事業団，1965；角ほか，1966；藤井・吉田，1968；鈴木ほか，1971；井上ほか，1973；Oshima *et al.*, 1974；秋田県，1986；金属鉱業事業団，1987）によって昭和30年代以降詳しく研究されている。北鹿ベースン全体を含む総括的な研究は中嶋（1989）によってなされているので、ここではそれに従って本論文に必要な地質の概要を記す。詳細については、中嶋（1989）を参照されたい。

北鹿ベースンの層序区分、時代及び堆積環境について

総括したものを第2図に示す。この地域の地質は、先新第三系(ジュラ〜二畳紀)、新第三系及び第四系に3分でき、そのうち新第三系が分布の大半を占める。以下、それぞれについて主要な岩相、堆積環境、地層名、分布と発達を中心等を記す。

2.1 先新第三系

堆積岩類と花崗岩類が含まれるが、前者は千枚岩・粘板岩・頁岩・砂岩・チャートを中心とし、少量の珪質頁岩・石灰岩・含礫泥岩・角礫岩を含む。これらの堆積岩類は、地層の破碎、礫化及び混合が著しく、その産状からメラングジュとみなされる。花崗岩類は、石英閃緑岩・花崗閃緑岩・石英モンゾニ岩からなる。

堆積岩類は奥羽山脈、出羽山地及び北鹿ベースン南部の竜ヶ森に分布する。花崗岩類は竜ヶ森の小範囲に分布するのみである。先新第三系の地表での分布は狭いが、新第三系の下に広く基盤岩として存在すると考えられる。

2.2 新第三系

火山岩類を中心とし、泥岩・砂岩・礫岩等の堆積岩類を含む。火山岩類は変質した玄武岩・安山岩・石英安山岩及びそれらの火砕岩で、いわゆるグリンタフと呼ばれるものである。新第三系は、その中に含まれる堆積岩の岩相・産出化石・堆積環境の違いに基づき、上、中、下部の3層に区分することができる(第2図)。

下部層(前期中新世)

礫岩・砂岩など浅海〜陸上の環境に形成された堆積岩を含む。火山岩としては玄武岩・安山岩及びそれらの火砕岩からなる。北鹿ベースン内の地層は大日影層・目名市層・立又層・大谷層・高野新田層・鍋倉沢層・笹畑層などである。

中部層(前期中新世末〜後期中新世)

堆積岩は泥岩が主である。泥岩の岩相及びそれに含まれる化石相は、深海性環境を示す。火山岩は石英安山岩・同火砕岩が主であるが、その間に玄武岩・同火砕岩が挟まれる。地層は花岡層・雪沢層・鍋子沢層・保滝沢玄武岩・甚吉森玄武岩・相内玄武岩・堤沢層・籠谷層・獅子ヶ森層・茂内層・一通層などである。

この時期の地層は、北鹿ベースンを中心に厚く発達していて、北鹿ベースンの沈降がもっとも活発な時期の産物である。黒鉾鉾床はこの時期に形成され、本論文の主要な議論において中部層が中心となるので、その内容を少し詳述する。

中部層は、北鹿ベースンの中心部においては、以下の地層が代表的なものである。

(地層名)	(主な岩相)
(上部) 一通層	泥質岩
獅子ヶ森・茂内層	石英安山岩火砕岩
堤沢層・籠谷層	泥岩・ 石英安山岩火砕岩互層
花岡層・雪沢層	石英安山岩・同火砕岩
保滝沢玄武岩・ 相内玄武岩	玄武岩・同火砕岩
(下部) 鍋子沢層下部	石英安山岩・同火砕岩
黒鉾鉾床は、鍋子沢層下部、花岡層、茂内層及びそれらに相当する地層の石英安山岩に伴って産出する。各黒鉾鉾床と地層の関係は次の通り。	
茂内層	——小真木・大巻
花岡層及び相当層	——花岡・松峰・釈迦内・ 松木・鉤釣・ 花輪(女平鉾床)
鍋子沢層下部及び相当層	——温川・鉛山・古遠部・ 相内・小坂・深沢・ 花輪(元山・明通鉾床)

各層の分布の特徴については、鍋子沢層下部及び相当層は北鹿ベースンの東側に発達し、白地山付近、古遠部、小坂等に分布する。保滝沢玄武岩・相内玄武岩等の玄武岩は、北鹿ベースン北部に分布し、ベースンの中部から南部にかけては散点的な分布となる。花岡層・雪沢層はベースンの中部から西部に分布し、鍋子沢層下部とは対照的になる。石英安山岩の活動からみれば、時間とともに、それは東から西へ移動したことになる。

堤沢層・籠谷層の分布は、北鹿ベースンのほぼ全体にわたる。この時期の泥岩の拡がり、他の時期のものに比べもっとも広範囲に及び、火山活動の方は逆にやや不活発であった。獅子ヶ森層・茂内層の時期になると、火山活動は再び活発となり、その前期には主として石英安山岩の活動が、後期には北鹿ベースン南西部を中心に安山岩の活動があった(比内安山岩)。また、両層の発達の中心もベースン南西部に移った。

一通層は泥質岩を主とするが、その粒度はやや粗く、シトル岩や砂質泥岩からなる。下部より上部に向かって、粒度はさらに粗粒となり、泥質岩には砂岩・砂質凝灰岩の薄層やレンズを頻りに挟むようになる。また、lenticular beddingのような浅海性の堆積構造がみられる。最上部には細粒砂岩が現れ、堆積環境はさらに浅海化した。一通層は全体として海退相を示し、陸棚泥帯から末期には海岸に近い環境まで浅海化した。一通層は北鹿ベースン最後の海成層で、以後ベースンは陸化し現在に至る。新第三系下部層から中部層への堆積環境は、

浅海→深海→浅海という1つのサイクルをもって変化する。

上部層（鮮新世）

主として石英安山岩・同火砕岩（溶結凝灰岩を含む）からなり、一部に安山岩・玄武岩及びそれらの火砕岩を含む。また、湖成堆積物（淡水性珪藻化石を含む）・崖錐性堆積物なども存在する。岩相及び含有化石から上部層はいずれも陸成-非海成の環境に形成されたものである。地層は、遠部層・合津層・松子沢層・大平沢層・碓ヶ関層・阿闍羅山安山岩などが上部層を構成する。

分布は、いずれの地層も直径4~16kmの円形又は楕円形の分布を示し、中部層以下の下位の地層には顕著な傾斜不整合をもって重なる。場所によっては、先新第三系基盤岩の上に直接不整合に重なることもあり、これらの上部層の堆積に先立って、それぞれの分布域を中心に地殻の隆起と著しい侵食のあったことが推定される。

遠部層及び相当層（合津・松子沢・大平の各層）は、主に塊状・厚層の石英安山岩火砕岩からなり、全体としても異常に厚く、時に1,000mを越す。分布の形状、下位層との侵食関係、岩相及び厚さなどの諸性質から判断して、遠部層とその相当層はカルデラの形成に伴って堆積したものとみなされる。このようなカルデラは、北鹿ベースン内及びその縁辺に6~7個認められる（第8図）。

碓ヶ関層は主に湖成堆積物からなり、その下部に安山岩・同火砕岩を含む。また、湖成堆積物の堆積に引続き、その楕円形の分布域の縁辺に沿って、阿闍羅山安山岩などの安山岩の活動が生じている。碓ヶ関層もその岩相・分布の特徴からカルデラに伴ったものと考えられる。碓ヶ関層の分布は、北鹿ベースン北部の遠部カルデラの北半を占める。したがって、遠部・碓ヶ関の両カルデラは重って、一種の二重カルデラを形成する。なお、遠部・碓ヶ関カルデラの活動期は1.9~3.8Ma（金属鉱業事業団, 1980; 八島, 1990）の間に入るものである。

2.3 第四系

北鹿ベースンの第四系には、沖積層、段丘堆積物、椋内層等のほか、ベースンの北東及び北西方に存在する十和田及び田代岳火山からの噴出物が含まれる。このうち、椋内層がより古い火山岩（1.06Ma）を含むもので、安山岩溶結凝灰岩、礫岩、シルト岩からなる。その分布は花輪盆地南部で、大半は盆地の沖積層下にある。十和田・田代岳火山は、この地域でもっとも新しいもので、火山地形もよく保存されている。十和田火山噴出物は、主に北鹿ベースンの東部に分布しており、軽石流堆積物が

主である。田代岳火山噴出物は、ベースン北西縁にわずかに分布するのみで、安山岩溶岩・同火砕岩及び泥流堆積物からなる。

3. 先新第三系基盤岩上面の構造

北鹿ベースン内には新第三系が厚く発達しているが、ベースンの東と西の縁には先新第三系堆積物・花崗岩類が地表に露出している。ベースン内の新第三系の分布しているところでは、試錐によって新第三系の下に、先新第三系の存在が確認されている。また、ベースン内の各所にみられる角礫岩脈の中には、下方から運ばれたとみられる先新第三系岩石の礫が含まれる。これらのことは、北鹿ベースンの新第三系の下に先新第三系が基盤をなして広く分布することを示している。

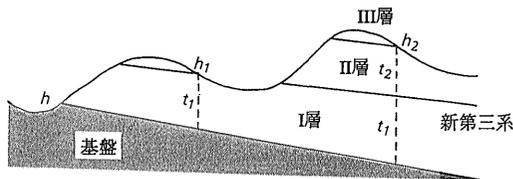
北鹿ベースン内の先新第三系基盤岩（以下基盤とする）の深度又は基盤上面（新第三系との間の不整合面）の高度が詳細に求まれば、北鹿ベースンの新第三系の器としての形態が分かり、また新第三系堆積岩・火山岩類の全体の容量を概算することができる。さらに、新第三系を母岩とする黒鉱鉱床の探査深度の算定や賦存ポテンシャルの評価にも利用できよう。

ここでは、i) 基盤の深度から新第三紀以降の基盤の昇降運動量を見積る、ii) 基盤の隆起・沈降部及びその間に存在する断層の大きさ・方向性を求める、iii) 基盤上面の構造と新第三紀火山活動の関係を調べる、iv) 基盤上面の構造と黒鉱鉱床の位置関係を調べる等の目的から、北鹿ベースンにおける基盤上面の高度（以下基盤高度とする）を求める。ただし、北鹿ベースン内では国と鉱山会社によって多数の試錐がなされているものの、基盤まで達した試錐の数は多くない。したがって、それだけでは北鹿ベースン全体にわたる基盤高度の変化の状態を知ることはむずかしい。そこで、数のうえでは圧倒的に多い基盤まで達しない試錐資料や地表地質調査によって作られた地質図を利用することを考え、いくつかの計算法にしたがってこれらの資料から基盤高度を算出し、基盤等高線図の作成を試みた。

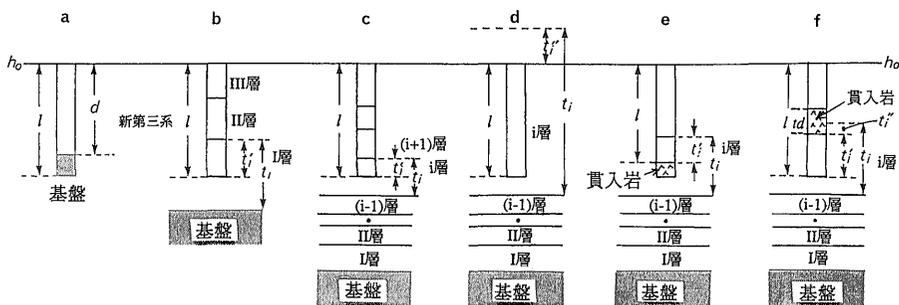
3.1 基盤高度の計算法

地表地質調査に基づいて作られた地質図から基盤高度を求める通常の方法を先に述べる。i) 基盤が地表まで達している場合、これがもっとも簡単な方法で、その上面の高度を直接測ればよい。ii) 基盤が地表下にある場合は、他のデータから基盤高度を推定することになるが、通常の方法は、基盤高度をその上に重なる新第三系の鉛直方向の見掛けの厚さをもとに算出する方法である。

1.地質図から求める方法



2.試錐資料から求める方法



第3図 基盤高度の求め方

Fig. 3 A schematic diagram for the calculation of the altitude of the pre-tertiary basement.

i) の場合には、基盤上面の高度 h が求める値. ii) については、基盤上に1層しか重ならないもっとも単純な場合は、重なる地層 (I層) の厚さ (以下全て見掛けの厚さ) を t_1 , I層の上限、地表における高度を h_1 とすると、求める基盤高度 h は $h_1 - t_1$ である (第3図1).

基盤上に地層が i 層だけ重なる一般の場合は、

$$h = h_i - \sum_{n=1}^i t_n$$

となる.

基盤高度の精度は、当然それを直接地表で測る i) がもっとも良く、ii) では、精度は各層の厚さの見積りの確かさに依存する。精度を上げるためには、各層についてできるだけ精度の高い等層厚線図を作る必要がある。

試錐資料から基盤高度を求める場合には、地質図から求めるのと同様に、i) 試錐で基盤を補促した時に、その上面の高度を直接測る方法と ii) 基盤まで達しなかった時に、基盤と試錐底との間にはさまれる新第三系の厚さをもとに算出する方法の2通りがある (第3図2).

i) の場合には、試錐地点の高度を h_0 , 基盤上面までの深度を d とすると、基盤高度は $h = h_0 - d$. ii) の場合には、試錐が基盤上位のどの層まで達したかで、計

算の仕方はいろいろである。例えば第3図2のbのように、I~III層の3層が認められる場合には、基盤と孔底との間にはさまれる地層 (この場合はI層) のコア長を t_1' , 等層厚線図から求めたI層の厚さを t_1 , 孔井の深さを l , 試錐地点の高さを h_0 とすると $h = h_0 - (t_1 - t_1' + l)$ となる。また、一般に i 層が孔底にある場合 (c) には、次のようになる。

$$h = h_0 - \left(t_i - t_i' + l + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right) \dots \dots \dots (1)$$

もしも、孔井が i 層だけで終わっている場合 (第3図2のd) には、孔井の起点から上に向かって i 層の上限までの鉛直距離 t_i'' を地質図から求め、

$$h = h_0 - \left(t_i - t_i'' + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right)$$

となる。ただし、 t_i'' が求まらない時は、

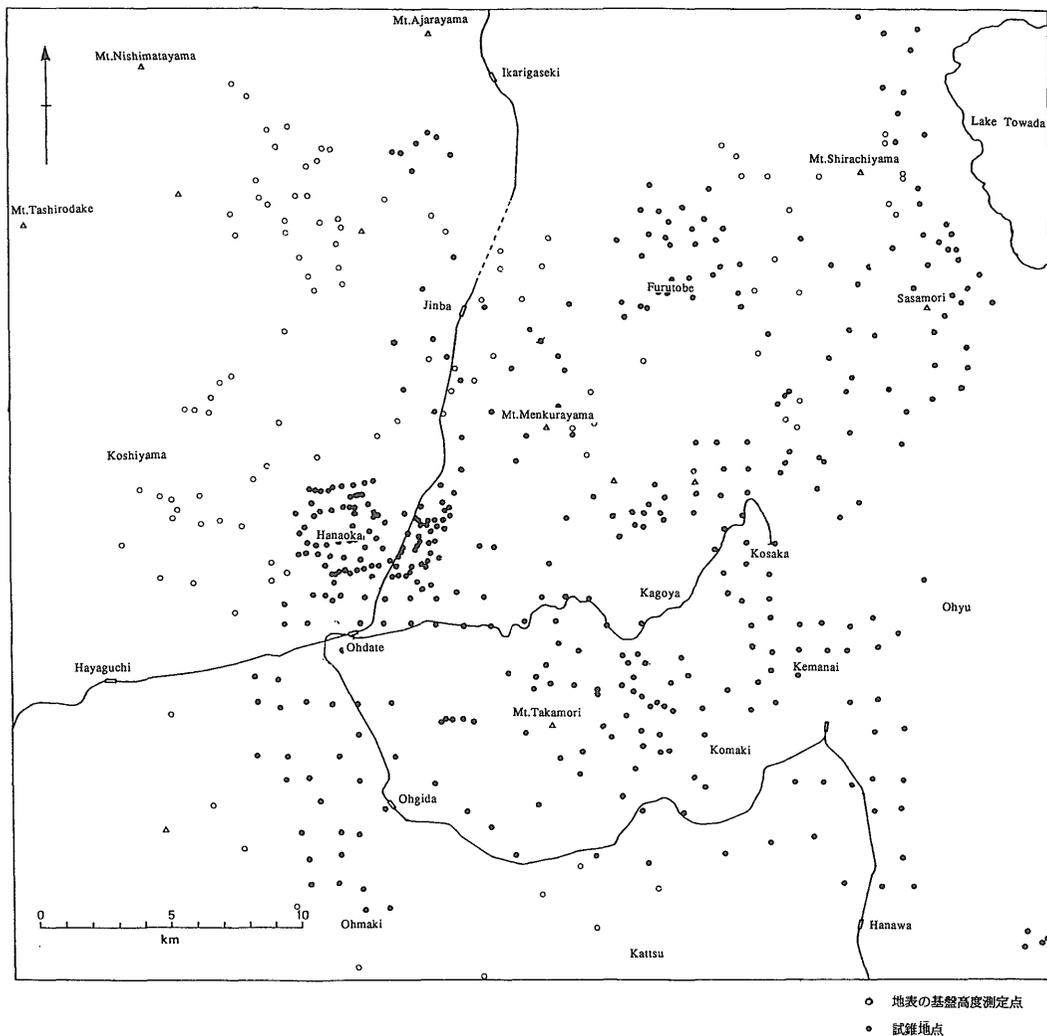
$$0 \leq t_i'' \leq t_i - l$$

であるから、

$$h_0 - \left(t_i + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right) \leq h \leq h_0 - \left(l + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right) \dots (2)$$

となり、 h はある範囲の値となる。

孔井中に、貫入岩が存在し、それが第3図2のeの



第4図 基盤高度算出のためのデータ地点

Fig. 4 Locations of the measurement for the calculation of the altitude of the pre-tertiary basement.

ように孔底に現れるなら、貫入岩上限までのデータが得られたと解釈して、(1)式から基盤深度を求めればよい。しかし、貫入岩が孔井の中間に存在し、しかも最下底の*i*層とその上の地層との境界がこの貫入岩の中に位置する時には(第3図2のf)、 $0 \leq t_i'' \leq t_d$ であるから、

$$\begin{aligned}
 h_o - \left(t_i - t_i' + l + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right) &\leq h \leq h_o \\
 - \left(t_i - t_i' - t_d + l + \sum_{n=1}^{i-1} t_n \right) &\dots\dots\dots(3)
 \end{aligned}$$

となる。

基盤上位層の厚さ*t_i*については、等層厚線図から求める。精度は、孔井中の基盤高度を直接測った値がもっとも精度が高く、上位層の厚さから間接的に求めた値は精度がより低い。後者の値は、等層厚線図の精度に依存する。

3.2 結果と解析

以上に述べた方法で、北鹿地域の1/50,000地質図

(中嶋, 1989)と金属鉱業事業団, 鉱山会社ほかによってなされた試錐の資料(第4図)に基づいて作成したのが第5図の北鹿ベースンの基盤等高線図である。なお, 試錐資料については, 金属鉱業事業団によって得られたボーリング・コアは全て観察し, 本論文の層序区分(第2図)に従って地層境界を定め, 試錐に関する数値を得た。鉱山会社による試錐の公表資料には同様の検討を加え参考とした。

第5図からわかるように, 北鹿ベースンの基盤高度は奥羽山脈側の白地山付近及び出羽山地側の濁山付近でもっとも高く, 標高700~800mを越える。一方, もっとも低いのは, 大館盆地南西部の本宮付近で, 標高約-1,800mである。したがって, 基盤上面の高低差は最大2,600mとなる。

全体的な特徴としては, 北鹿地域東部の奥羽山脈側及び西部の出羽山地側で基盤は高く隆起しており, その間は相対的に広い沈降部(北鹿ベースン)となっている。東部の隆起部は奥羽山脈隆起帯(中嶋, 1989)に属し, NNW-SSEの走向をもつ花輪断層によってその西側を境され, 基盤上面は標高-500~700mの高度である。西部の隆起部は, 出羽山地隆起帯(中嶋, 1989)の一部で, 基盤上面高度はおよそ-700~800mの範囲にある。

北鹿ベースンの北部及び南部においては, 上述の東部及び西部の隆起部が東西から張り出し, その結果ベースンは円形又は多角形の閉じた形状をなす。北鹿ベースンのこのような基盤地形のつくる沈降部の直径は約30kmに達する。

北鹿ベースンの内部は, 単純な沈降形態ではなく, かなり複雑で, その中に2次的な隆起部やより深い沈降部が存在する。2次的な隆起部としては, ベースン東部の古遠部鉱山付近, 馬糞森山から小坂鉱山の上向に至る隆起部, ベースン西部の岩瀬から扇田に至る隆起部そしてベースン内の大館・花輪盆地間の山地にみられるもの(ベースン内隆起部)が主なものである。これらの隆起部では, 基盤は高度-800~300mの範囲で高まりをなしている。

北鹿ベースンの中でもっとも著しい沈降部は, ベースン南西の大館盆地南部にみられる。この沈降部は, 基盤高度-1,000~-1,800mで, 12×6kmの矩形をなす。さらに, ここから, 細長い沈降帯が, 北北東と東に向かってのびている。北北東にのびる沈降帯は, 高度-1,000~1,500mで, 幅の広い谷地形をなし, 北側に存在する遠部カルデラ(中嶋, 1989)の沈降部へと続く。また, 東にのびる沈降帯は, 高度-1,000~-1,700mで, ほぼ米代川に沿って鹿角市末広付近に達し, そこから北に

向かって屈曲している。

基盤隆起部はNNW-SSE方向に長軸をもつてのびている。とくに, 奥羽山脈隆起帯でそれが明瞭であり, ベースン内隆起部にも同じ方向性がみられる。出羽山地隆起帯においても, 北西端の濁山付近の隆起部は図から少しはずれるがNNW方向へと続いており, 同じ方向性をもっている。この隆起部は, その南端の万左衛門山付近でいったん途切れ, 西側に雁行する槻ノ木山-保滝沢の隆起部へ移る。このため, 図では万左衛門山から槻ノ木山を結ぶ方向に隆起が続くようにみえる。

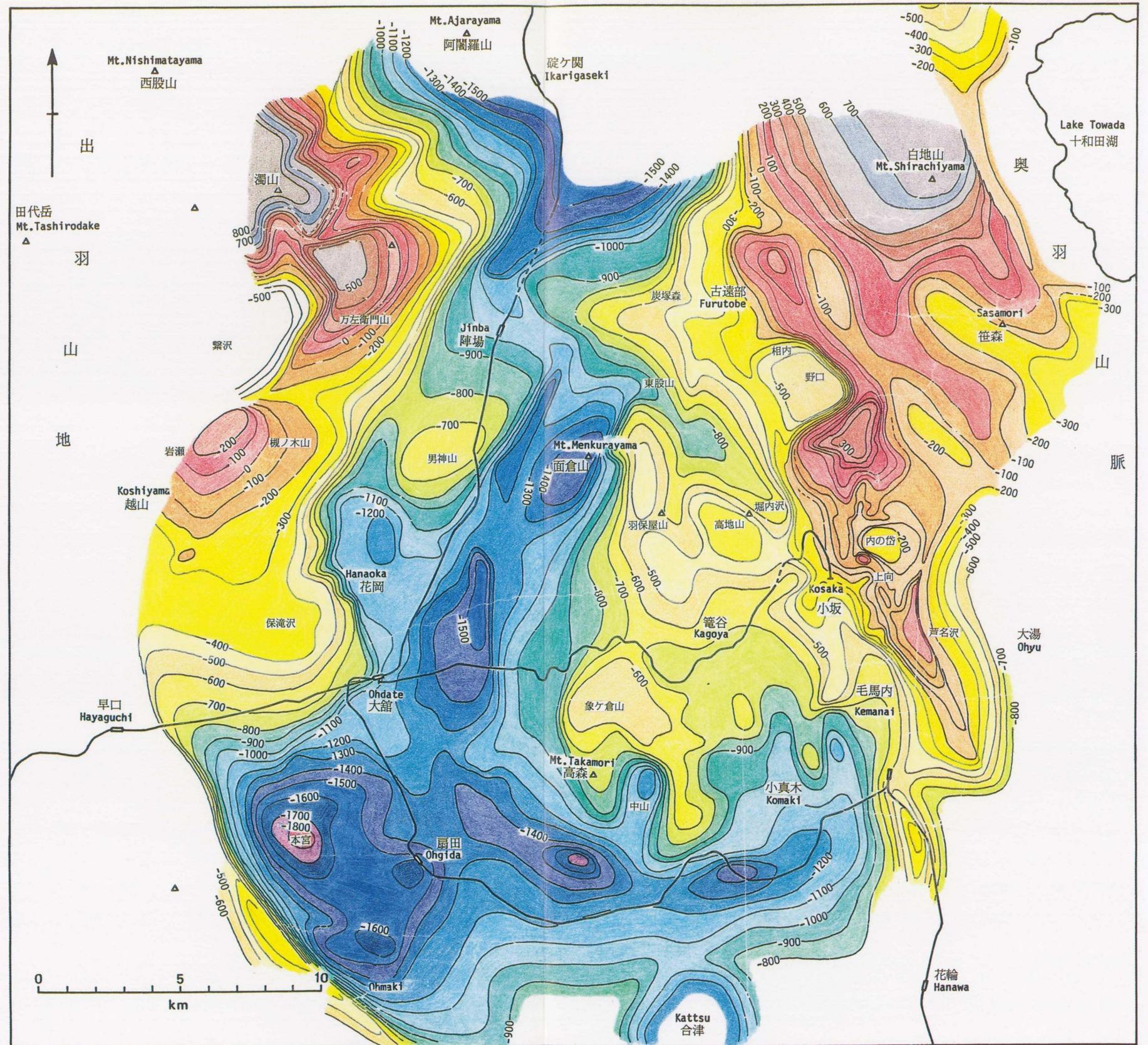
基盤上面の作る地形をさらに詳しく解析すると, 大小多様な地形が組み合って, 全体の複雑な地形を形作っていることがわかる。例えば, 大館盆地南西から北北東及び東に向かってのびる沈降帯は, その北東側に存在する花輪盆地内のNNW-SSE方向の細長い谷とさらにその延長上にある東股山と堀内沢を結ぶ谷と組み合って, 盆地内隆起部を取り囲むひとつの大きな環状凹地を形作っている(北鹿環状凹地)。また, この環状凹地の内部や周囲には, より小さな矩形の凹地を認めることができる。このように第5図から基盤上面の起伏がつくる種々の地形(基盤地形)を読みとり, 地形的な区分を施したのが第6図である。これらの地形区分を規模の大小にしたがって分類, 整理すると以下のようにまとめられる。

(隆起地形)

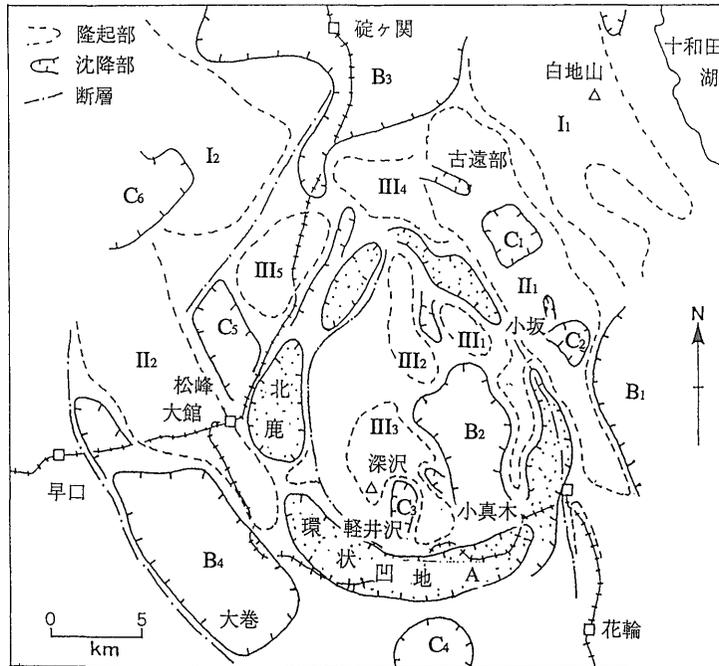
- I. 1級隆起部: 高度-300~800m. 白地山隆起(I₁, 奥羽山脈隆起帯の主部), 西股山隆起(I₂, 出羽山地隆起帯の主部)。
- II. 2級隆起部: 高度-700~300m. 1級隆起部に雁行. 馬糞森山-上向隆起(II₁), 岩瀬-扇田隆起(II₂)。
- III. 3級隆起部: 高度-800~-300m. 高地山隆起(III₁), 羽保屋山隆起(III₂), 象ヶ倉山隆起(III₃), 炭塚森隆起(III₄), 男神山隆起(III₅)。ベースン内隆起部の一部をなす。
- IV. 小尾根: 1~3級隆起部から派生する小規模な尾根。

(沈降地形)

- A. 1級沈降部: 高度-1,000~-1,800m. 面積20×20~30×30km². 北鹿ベースン又は北鹿環状凹地。
- B. 2級沈降部: 高度-1,800~-200m. 面積5×5~10×10km². 芦名沢凹地(B₁), 籠谷凹地(B₂), 遠部凹地(B₃), 大館南西凹地(B₄)。



第5図 北鹿ベースンの基盤等高線図
 Fig. 5 Contour map of the pre-tertiary basement in the Hokuroku Basin.



第6図 北鹿ベースンの基盤地形
記号の意味は本文参照

Fig. 6 Geomorphological division of the pre-tertiary basement in the Hokuroku Basin.

C. 3級沈降部：高度 -1,200 ~ -100 m. 面積 2×2 km² 前後. 野口凹地 (C₁), 内の岱凹地 (C₂), 中山凹地 (C₃), 合津凹地 (C₄), 花岡凹地 (C₅), 繫沢凹地 (C₆).

D. 小 谷：幅 1km 以下, 長さ 1~2 km の小さな谷地形. 古遠部・相内, 小坂, 深沢などの黒鉱鉱山付近にみられる.

(急斜面・崖)

勾配 20~50° の地形. 多くは断層に沿っている.

はじめに述べた基盤等高線図を作成した目的のうち, i) の新第三紀以降の基盤昇降運動量の見積りに関しては, 新第三系堆積直前の基盤上面の地形が最初は平坦であったと仮定できるなら, それ以降現在まで累積された基盤の相対的昇降運動量を基盤等高線図から読み取ることができる. また, もしも新第三紀直前の基盤上面の高さが海面近くにあり, かつその時の海水準が現在と同じならば, 図の等高線はそのまま基盤の累積昇降運動量を直接的に示すことになる. すなわち, 上述の基盤上面の地形的区分のうち, 隆起部はまさに全体として上昇運動

の勝った部分であり, 沈降部は逆に沈降運動の勝った部分である.

但し, この図に関して注意すべきことは, 図の示す基盤上面の起伏が新第三紀初頭から現在までの間に生じた基盤運動の累積結果であり, 過去の一時期の基盤起伏ではないことである. 古い時期の基盤上面の地形は, それ以後の基盤運動によって壊され, 失われていく. また, ある時期に基盤の一部が侵食作用によって削剥されてしまうと, その削剥量が分からないかぎり, 累積運動量も正確には求まらない. このように, 基盤等高線図から新第三紀以降の基盤昇降運動量を見積るには, さまざまな前提条件が必要となる. しかし, この図を基盤上に堆積した地層の等層厚線図や堆積相図と組み合わせることによって, 累積昇降運動量やある一時期における基盤昇降運動量を見積ることが可能となる.

目的 ii) のうち, 基盤の隆起・沈降部の大きさや方向性については既に述べた通りである. また断層との関係では, 基盤上面等高線の間隔が詰っている場合は断層である可能性が高い. 実際, 等高線の示す勾配が 20° 以上ある急斜面や崖の地形は断層と一致する場合が多い.

第5図を見ると、図の西半分は東半分比べて地形が単純であることに気付く。これは、西半分が主に新しい造構運動によって形成されたためと考えられ、地層も新期のものが多い。一方、東半分は、花輪盆地から小坂にかけて NNW-SSE 方向の細長い隆起・沈降帯が相接するなど複雑である。この地域を通る花輪断層は基盤上面地形からもその存在を確認できるが、地形が複雑であるため一方に落差をもつ急斜面として追跡することが難しい。このように古くから長期間活動している断層は単純な急斜面や崖の連続ではなくなる。

目的 iii) の基盤上面の構造と新第三紀火山活動の関係に関しては、第5図から北鹿ベースンの基盤の沈降地形の多くが急傾斜によって囲まれた陥没構造をもち、火山性陥没と推定されることである。この問題については、新第三紀火山活動とともに次の章で述べる。また、目的 iv) の基盤上面の構造と黒鉱鉱床の位置関係に関しては黒鉱鉱床形成場の章で述べる。

4. 火山活動の場

北鹿ベースンの新第三系・第四系には多量の火山岩・火山砕屑岩類が含まれる。新第三系下部層及び上部層、第四系に含まれるものは主として陸上火山活動の産物で、新第三系中部層のものが海底火山の活動によるものである。田代岳・十和田火山のような第四紀の新しい火山は、火山地形をそのままとどめているが、古くなるにしたがって火山体の解析が進み元の地形が分からなくなる。

新第三系上部層(鮮新世)の碓ヶ関層・遠部層などでは、火山体はかなり解析されてはいるが、それ以前のものに比べその復元は比較的容易である。したがって、ここではより新しい時期の火山活動の場を先に取り上げて話を進めることにする。

4.1 陸上カルデラ

新第三系上部の碓ヶ関層、遠部層、合津層、松子沢層及び大平沢層は陸上火山活動の産物である。碓ヶ関層や大平沢層には湖成層が発達し、遠部層・合津層・松子沢層・大平沢層などには、溶結凝灰岩を含む多量の石英安山岩火砕流堆積物が含まれる。

碓ヶ関層は、ENE-WSW 方向に長軸をもつ楕円形の分布を示す。楕円形の長軸の長さは約 12.5 km、短軸の長さは約 9 km である(第7図)。碓ヶ関層の大部分は湖成層からなり、凝灰質砂岩とシルト岩の細互層及び礫岩、砂岩、凝灰岩がその構成岩石である。また、湖成層の中には、しばしばスランプ変形がみられ、湖成層全体としても緩やかに褶曲している。

湖成層の堆積に先立って、複輝石安山岩の活動(第1期)があり、その火山砕屑物が碓ヶ関層の基底部を占めて分布している。湖成期の堆積後には、複輝石安山岩・ソレライト質玄武岩の活動(第II期の活動)があり、これらの岩石は阿闍羅山・阿蘇ヶ岳・矢捨山・小国西方・白手山東方・三ツ森・高森・碓ヶ関南部・戸屋森などの山や稜線部に分布している。湖成層堆積後の火山岩は、碓ヶ関層の分布域周辺に沿って楕円形、数珠状に分布しており、それらは湖成層下に潜在する環状岩脈から形成されたと考えられる。

第1期の火山活動後の湖成層の堆積は、湖の中心で 300 m に達するが、試錐データによると湖の周辺部でもほぼ同じ厚さで、湖の断面形は鍋形に近い。このことから、湖の周辺には急傾斜の崖、すなわち環状割れ目が発達していたと推定され、碓ヶ関層の境界に存在する断層はその一部とみなされる。

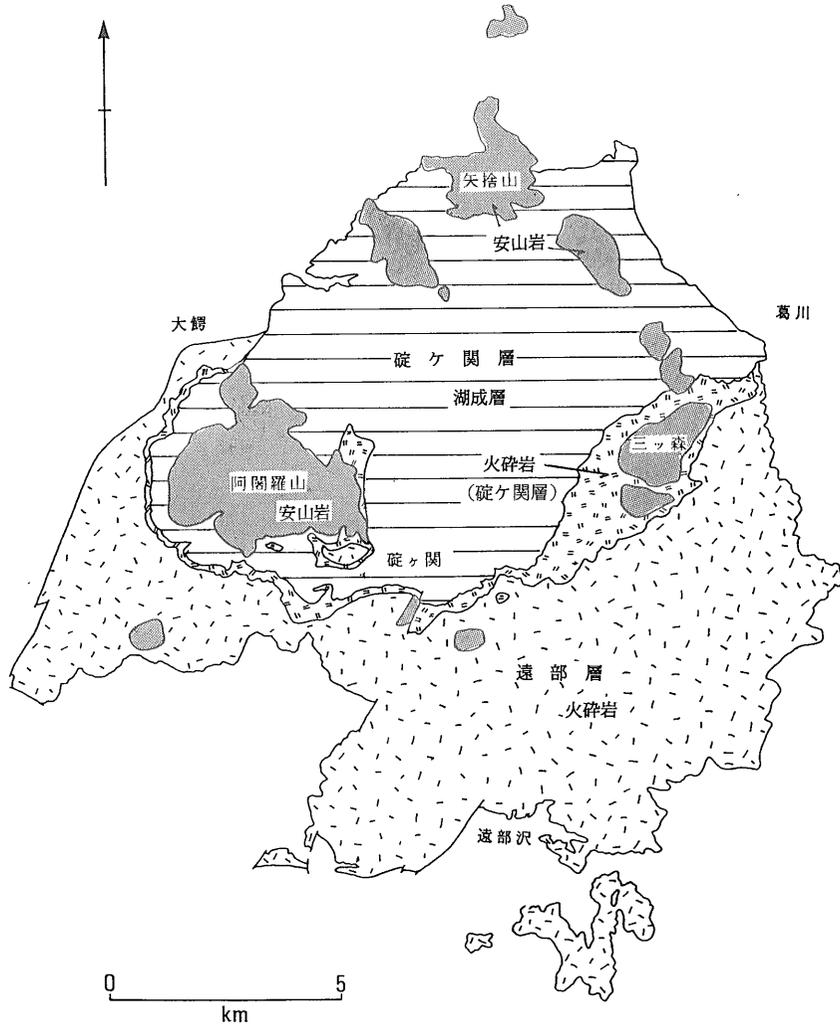
以上のことから、碓ヶ関層の火山活動を次のようにまとめることができる。

- 1) 複輝石安山岩火砕岩類の噴出。
- 2) 環状割れ目に沿う中央の陥没によるカルデラ及びカルデラ湖の形成。
- 3) 湖成層の堆積。
- 4) マグマの上昇に伴うカルデラ底の上昇と湖成層の褶曲。
- 5) 環状岩脈の形成と複輝石安山岩・ソレライト質玄武岩溶岩流・ドームの形成。

カルデラの様式としては、碓ヶ関カルデラは、バイアス型カルデラに近いものと考えられる。

遠部層・合津層・松子沢層・大平沢層は、直径又は長径 4-16 km の円形～楕円形分布を示す(第8図)。このうち、遠部層は模式地遠部沢、繫沢、野口及び芦名沢の4地区に分布が分かれる。遠部層及びその相当層は、その主部がいずれも厚い石英安山岩火砕流堆積物からなる。火砕流堆積物の flow unit の厚さは数 10 メートルに達する。これらの一部は溶結しているのが特徴で、とくに大平沢層は溶結部分が発達し、火砕流堆積物の約半分が溶結凝灰岩からなる。

遠部層及びその相当層のもう一つの特徴は、分布の縁辺部において著しい崖錐性堆積層を伴うことである。崖錐性堆積層には直径 1-80 m の大小さまざまな角礫-亜円礫が含まれ、一般に礫の淘汰が悪い。礫種は基盤由来するチャート・頁岩や新第三系中・下部層の変質安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩・石英安山岩・火砕岩類・石英閃緑岩・砂岩・泥岩など遠部層下位のほとんど全ての岩石に及ぶ。



第7図 碓ヶ関・遠部期カルデラ

Fig. 7 Tobe and Ikarigaseki calderas associated with the ring dike and volcanics complex.

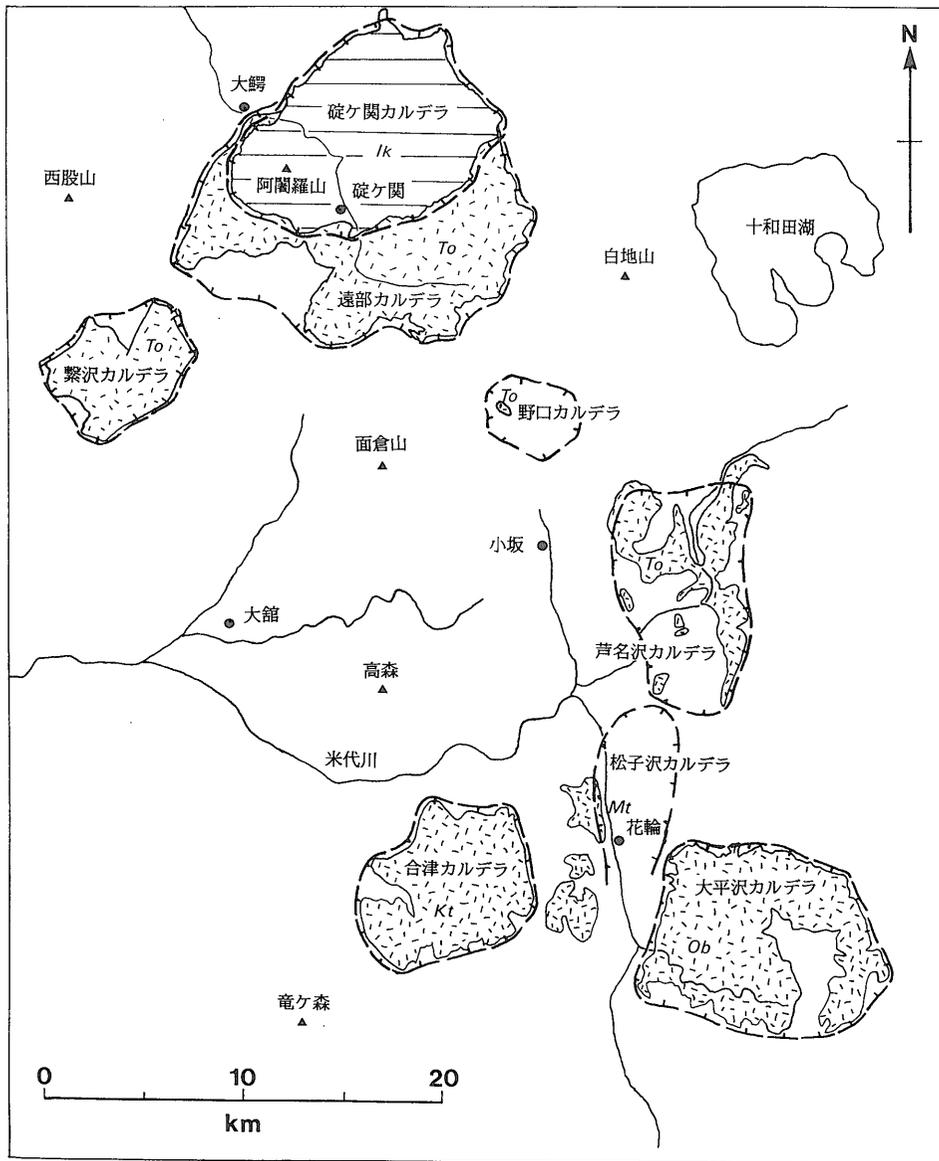
砂岩・シルト岩・泥岩などの堆積岩は一般に少ないが、大平沢層では上部に成層細粒凝灰岩などから成る湖成層が存在する（資源エネルギー庁，1985）。また、スランプ堆積物・含礫泥岩は各層に存在する。

遠部層をはじめ各層の厚さは、500-1,000 m に達し、その分布面積に比べ厚いのが特徴で、個々の堆積盆の断面形は鍋形である。各層とも、その周辺を断層で境されることが多く、断層は環状又は多角形の割れ目をなしている。

遠部期の火山活動は、多量の石英安山岩火砕岩の噴出を中心として、それに先行する活動及びその後の活動を

含め、3期に分けることができる。先行する第1期の活動は、石英安山岩・安山岩・玄武岩など多様な活動であるが、各層・各地区毎にそれぞれ特色がある。模式地遠部沢地区の遠部層では、分布周辺部において輝石石英安山岩溶岩・軽石凝灰岩の噴出があり、場所によっては崖錐性堆積層やシルト岩・細粒凝灰岩細互層を伴っている。

繫沢地区の遠部層は、第1期の活動により安山岩・同火砕岩類が噴出し、礫岩・砂岩・シルト岩の堆積を伴っている。野口及び芦名沢地区の遠部層は十和田火山噴出物によって広く被覆され詳細は分からないが、試錐データからは第1期の活動に相当するものは認められない。



第8図 北鹿ベースンの遠部期カルデラ群

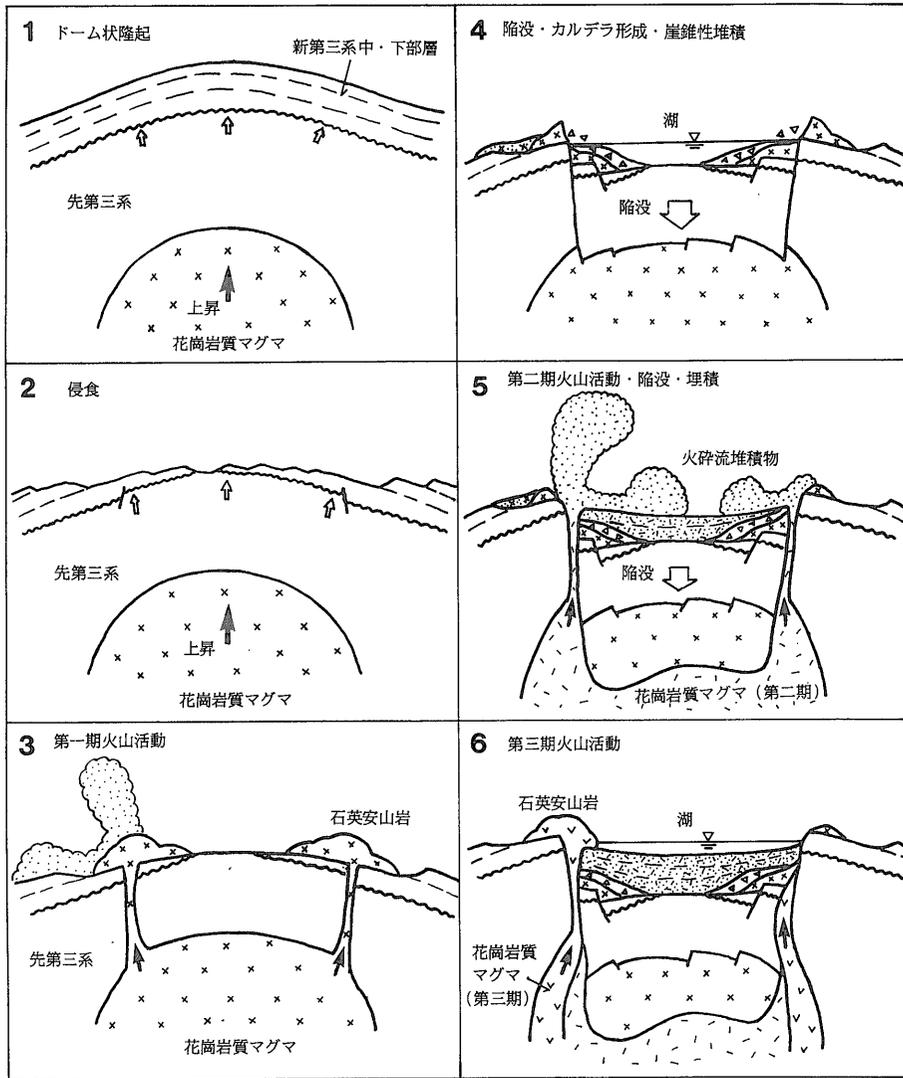
To: 遠部層, Kt: 合津層, Mt: 松子沢層, Ob: 大平沢層

Fig. 8 Distribution of calderas of the Tobe stage in the Hokuroku Basin. To: Tobe Fm., Kt: Katsu Fm., Mt: Matsukozawa Fm., Ob: Obesawa Fm.

合津層の第1期活動は、十二所安山岩・田ノ沢玄武岩で代表され、礫岩(崖錐性礫岩を含む)・シルト岩の堆積を伴っている。松子沢層も田ノ沢玄武岩の活動を第1期活動としている。大平沢層は明らかな第1期の火山活動に相当するものを有しないが、石英安山岩火砕岩の噴

出に先行して崖錐性礫岩がその周辺部にみられる。

第2期の火山活動は、遠部層及びその相当層の主部をなす石英安山岩火砕岩の噴出である。この時期の噴出物は、ほとんど全て、円形～楕円形分布の中に限られ、その外側にはみ出すものは少ない。



第9図 北鹿ベースンの陸上カルデラの形成過程
 Fig. 9 A schematic diagram of the formation of the Tobe-stage calderas in the Hokuroku Basin.

第3期活動は、大平沢層を除き第2期の火砕岩とほぼ同質の石英斑岩の貫入である。石英斑岩は主にドーム状に貫入し、一部が小岩脈をなす。遠部沢地区の遠部層や合津層・松子沢層では、石英斑岩貫入岩は周辺部にみられ、とくに合津層では環状に配列する。大平沢層の第3期活動は、安山岩の噴出及び貫入と湖成層の堆積である。安山岩の分布は、大平沢層の周辺部にみられ、環状をなす。

遠部期の各層は、下位層との関係において著しい特徴をもつ。下位の先第三系や先新第三系とは傾斜不整合で接し、遠部期直前までの先第三系が海成であるのに対し、遠部期の各層は陸成である。遠部期各層の分布は、全て下位層の隆起部に位置し、各層の堆積に先行して、それぞれの分布域を中心に著しい侵食作用があった。すなわち、遠部期の火山活動の直前には、広域的な隆起とともに、各層分布域内に顕著なドーム状隆起が生じた（第9

図).

以上のことから、遠部期の火山活動をまとめると次のようになる。

- 1) 円形～楕円形地域のドーム状隆起。
- 2) 隆起域の侵食。
- 3) 環状又は多角形割れ目に沿う第1期火山活動。
- 4) 環状又は多角形割れ目に沿う陥没によるカルデラの形成と礫岩・砂岩・シルト岩・崖錐性堆積層の形成。
- 5) 環状又は多角形割れ目に沿う第2期火山活動と500～1,000 mに及ぶ陥没・埋積の進行。
- 6) 第3期の石英斑岩・安山岩ドーム又は溶岩の環状の貫入・噴出。

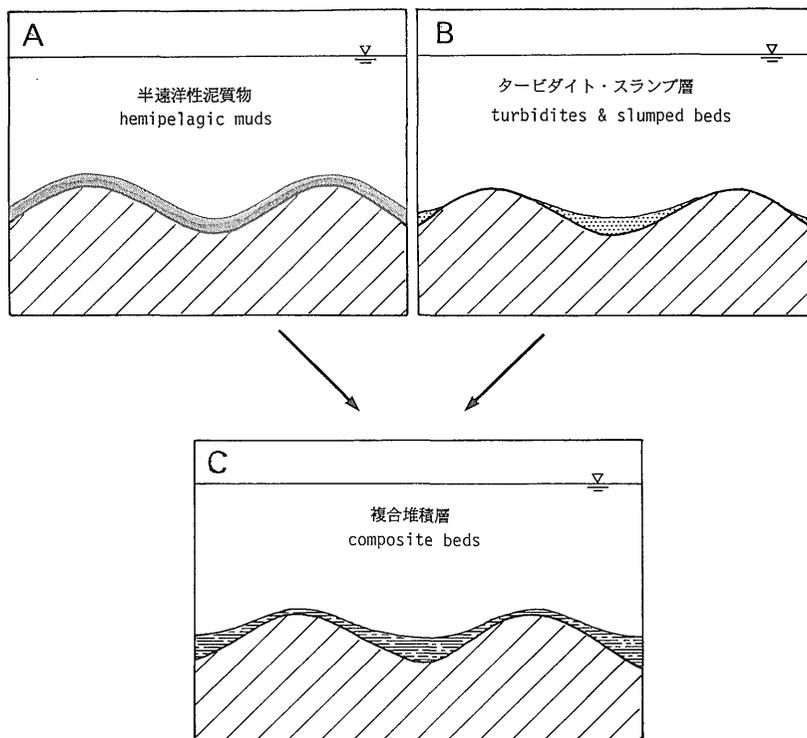
遠部期のカルデラの様式は、碇ヶ関カルデラのようにカルデラ内にドームの発達が見られないが、それ以外の点ではバイアス型カルデラの特徴をよく示している。

4.2 海底カルデラ

北鹿堆積盆の新第三系中部層の大部分は海成である。火山岩類が卓越し、通常の堆積岩は泥岩を主とする。堆積環境としては、陸棚泥帯以深の水深で、研究者によっては、1,000 m以上の水深に達したとする見解もある(Kitazato, 1979; Guber and Ohmoto, 1978; Guber and Merrill III, 1983)。

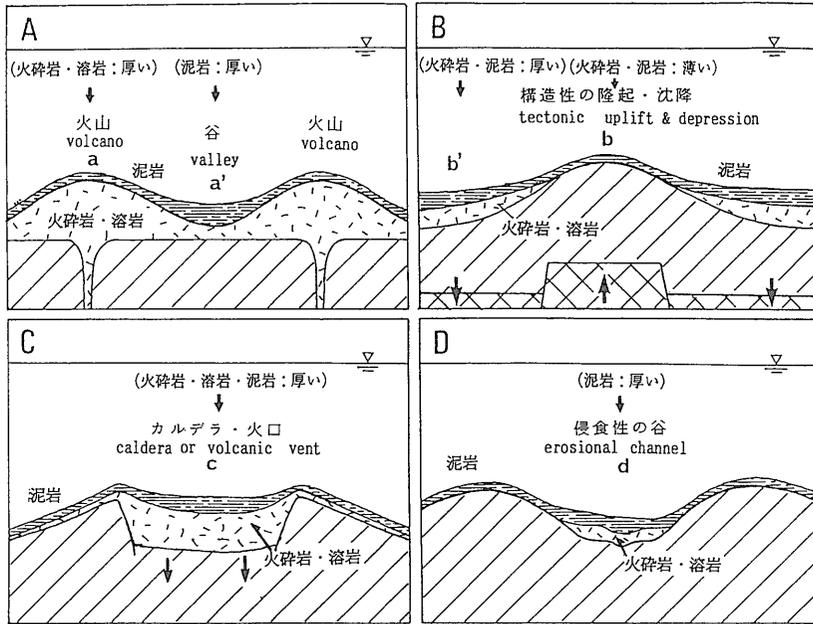
波浪や潮流などの影響の及ばない深い海底で活動した火山の構造を復元する際、陸上の場合と異なる以下の点に注意すべきである。

- 1) 泥などの堆積作用が伴われる。
- 2) 通常は、侵食作用がほとんどなく、火山地形はよく保持される。
- 3) 噴出したマグマに対し、水冷作用が強く働く。
- 4) 高い静水圧の影響。
- 5) 水中における火山放出物の運動の制限。
- 6) 多量の末固結堆積物の存在によるマグマの噴出・



第10図 泥質物質の堆積と海底地形の関係

Fig. 10 Relationship between the thickness of the deposited argillaceous materials and the geomorphology of the sea bottom.



第11図 火山地形・非火山地形に対する火山岩・泥質堆積岩の発達様式

Fig. 11 A schematic diagram showing the deposition of volcanics and argillaceous rocks on the submarine volcanoes, compared with their deposition on the sea bottoms of similar topographical features of non-volcanic origin.

貫入に対する影響。

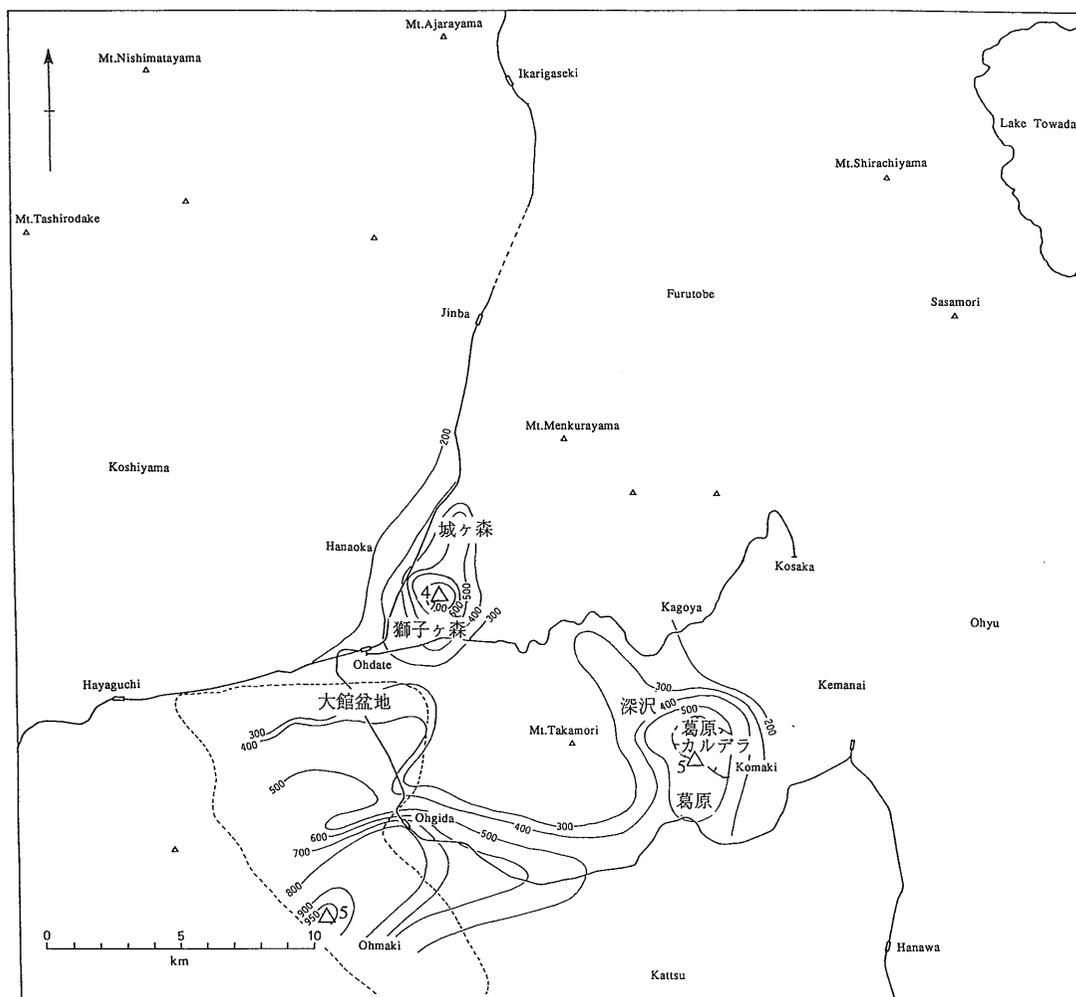
一般に、泥岩など水中に広く漂う半遠洋性の泥質物質の沈積によって生じる堆積岩は、海底面を比較的均質な厚さで覆う（第10図A）。しかし、海底面の傾斜が堆積物の安息角を越えると、乱泥流やスランプなどによって堆積物の二次的移動が生じるようになり、斜面の下や凹地にタービダイトやスランプ層などの堆積物が厚くたまるようになる（第10図B）。北鹿ベースンの泥岩には半遠洋性の泥質物質の沈積によるものに加えて、タービダイトやスランプ層もしばしば含まれているので、泥岩全体の層厚変化は第10図Cのようになるであろう。このような泥岩の厚さの変化と地形の関係から、斜面や凹地の識別、あるいは火山地形を含む海底地形の復元がある程度可能になる。

例えば、成層火山や溶岩円頂丘などのように上方に突出した形の火山体では、その上部表面における泥岩の堆積は少なく、火山体下部に厚く泥岩が堆積するであろう（第11図A）。一方、火口やカルデラのような凹地では、泥岩はそれを埋積して厚く堆積する（第11図C）。火山でなくとも構造性の隆起部や侵食性の谷部では、泥岩は同様の層厚変化をする（第11図B, D）。

火山噴出物については、前記の2), 3), 5)などの事項によって、そのもっとも厚く堆積した部分が火山の中心とみなされる。この場合、単一の火砕流堆積物をみた時には、その最大の厚さは、火山体の下部に位置することもあるので、火山の中心を求める場合には、一個の火山を形成した火山噴出物全体の厚さを対象とする。もしも、火山形成後の変形作用が大きくないとみなされるなら、火山噴出物全体のつくる起状は火山地形を復元するため十分役立つであろう。第11図には泥岩と火山噴出物の層厚変化を利用した火山地形の復元法を非火山地形の場合と対照して示してある。

水中の場合には、前記3)~6)によって、溶岩と火砕岩又は貫入岩の識別をすることは陸上のものに比べて難しい。しかし、火山噴出物の性質を見極めることは火山の構造を知る上で重要であることは言うまでもない。

以上に述べた海底火山活動の特徴に基づいて、新第三系中部の各層について等層厚線図を作成し（第12~16図）、この時期の火山体の復元を試みた。新第三系中部層は、全体としては、火山岩類と泥岩の互層からなり、各地層は相互に整合関係にある。火山岩卓越層から泥岩卓越層までを一つのユニットとして取り上げると、それ



第12図 茂内・獅子ヶ森層の等層厚線図
破線は一通層の分布域。第19図に復元された火山の位置を三角形等で示してある。なお、三角形のそばの数字は火山活動の時期を示す。

Fig. 12 Isopach map of the Shigenai and Shishigamori Formations.

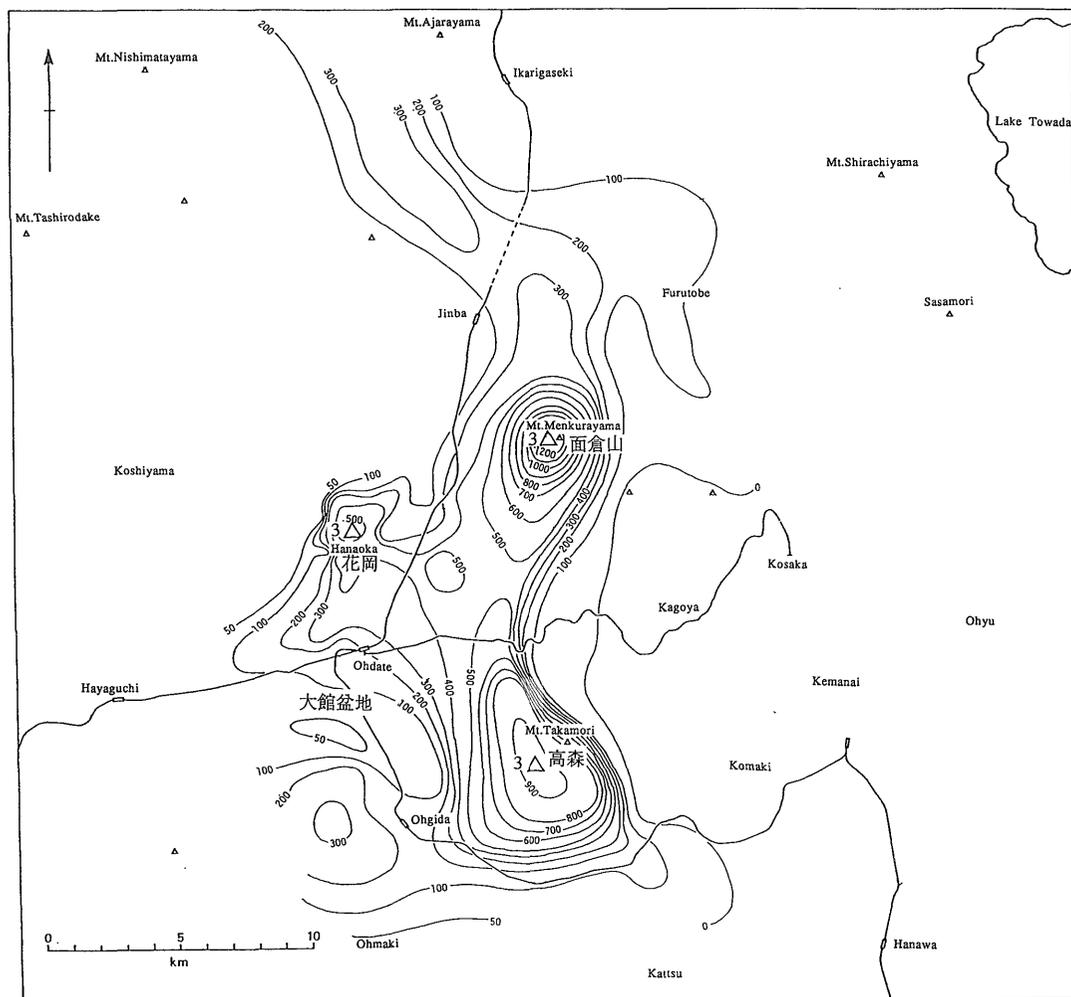
は火山の活動期から静穏期までの変化を見ていることになる。この間の垂直方向の岩相変化は、多くの場合火山岩卓越層の下部で溶岩やドーム状貫入岩が多く、上部になると火砕岩が主となり、最上部では細粒の凝灰岩の割合が増し、凝灰岩を挟む泥岩卓越層へと移り変わる(第20図)。このような、ユニット内部の変化から、火山活動は(1)溶岩の噴出→(2)火砕流の流下→(3)火山灰の噴出→(4)休止の変化をたどったことが分かる。

北鹿ベースン中心部の新第三系中部層の中には、このようなユニットが合計5ユニット認められる。それぞれ

のユニットを中嶋(1989)による地層区分と岩相記号を用いて示すと次のようになる。

(ユニット)(下部:火山岩卓越層)→(上部:泥岩卓越層)

5. 茂内層上部(比内安山岩・新沢凝灰岩部層)(St₂)
→茂内層最上部(Sm₂)又は一通層(Im)
4. 茂内層下部(茂内凝灰岩部層)・獅子ヶ森層(St₁)
→茂内層中部(Sm₁)
3. 雪沢層・花岡層(Yt)→籠谷層上部・堤沢層(Gm)
2. 鍋子沢層上部(Ab₁)→鍋子沢層最上部(Am₂)
1. 鍋子沢層下部(Ht₂)→籠谷層下部(Gm)



第13図 雪沢・花岡層の等層厚線図

三角形は第19図に復元された火山の位置を示し、三角形のそばの数字は火山活動の時期を示す。

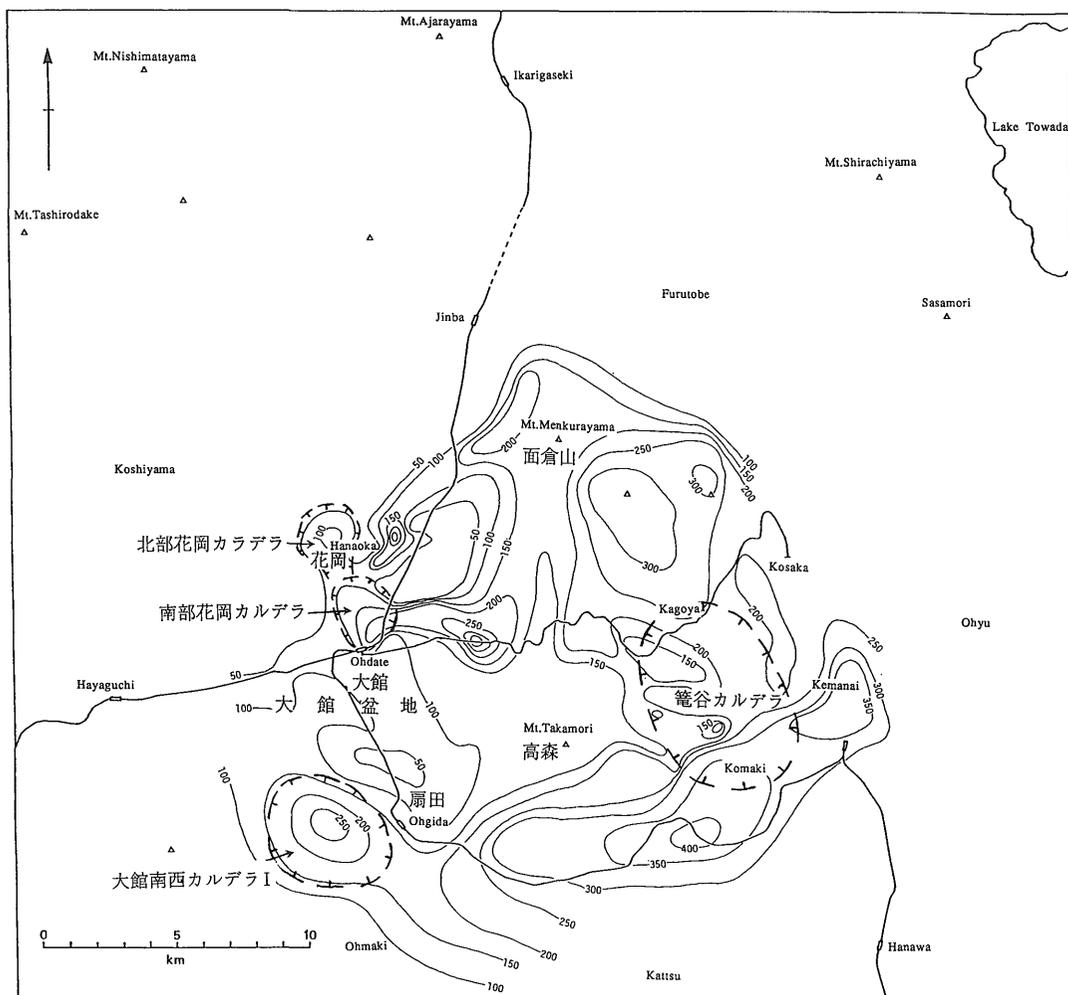
Fig. 13 Isopach map of the Yukisawa and Hanaoka Formations.

ユニットの4と5、すなわち茂内・獅子ヶ森層について、その等層厚線図（第12図）をみると、地層の厚く発達する中心が城ヶ森-獅子ヶ森地区、大館盆地南西部、深沢-葛原地区の3ヶ所にあることが分かる。

城ヶ森-獅子ヶ森地区の獅子ヶ森層はユニット4 (St_1) のみであって、それ以上は侵食されていて現在は残っていない。この地区の特徴は、層厚の大きい中心部に溶岩やドーム状貫入岩が多く存在することである。基盤構造はちょうどこの地区に相当する部分が陥没した形となっていて、カルデラ（獅子ヶ森カルデラ）の形成さ

れた可能性を示す（第5、6図）。

大館盆地南西部では、茂内層の層厚はその中心部で950 m を越える。厚さの大部分は、茂内層上部の安山岩類 St_2 （比内安山岩）の発達による。この地区では、火砕岩類が多いが、中心部には溶岩が発達する。この地区の特徴はユニット5全体の発達である。ユニットの下部は茂内層上部の安山岩類で、ユニット上部は一通層の泥岩・シルト岩によって代表される。一通層はその中心部で層厚 460 m を越える。一通層の泥質岩の発達は、ユニット5の分布する大館盆地南西部が、最終段階では、



第14図 籠谷・堤沢層の等厚線図

第19図に復元された火山の位置を三角形等で示す。三角形のそばの数字は火山活動の時期。

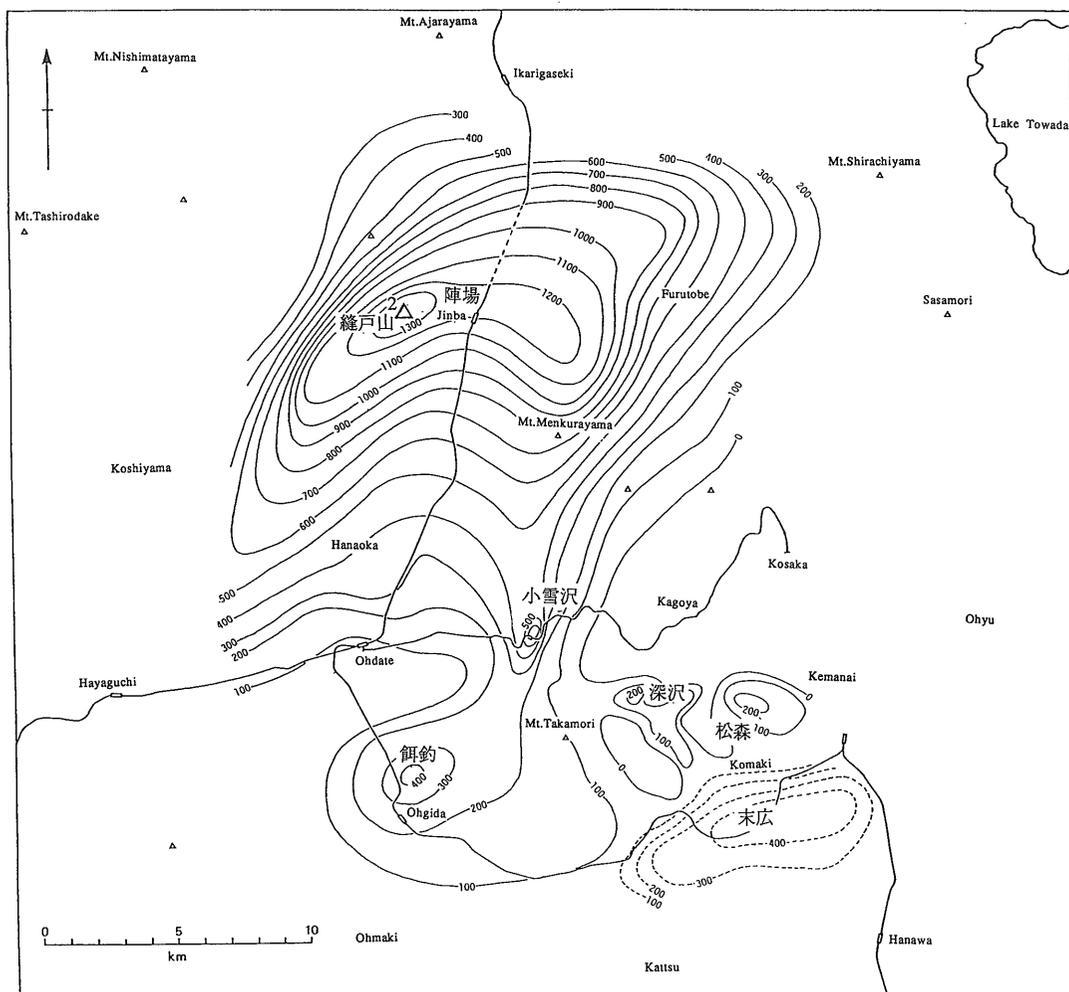
Fig. 14 Isopach map of the Kagoya and Tsutsumizawa Formations.

地形的に凹地であったことを示している。基盤構造については、一通層の分布範囲にほぼ一致して、大館南西凹地が存在する(第5, 6図)。また、基盤の沈降量の大きい地域と一通層の厚く発達する地域は一致する。すなわち、当時の海底地形の凹地は最終的には基盤の沈降運動に対応して、生じたと考えられる。火山活動の中心に生じたこの沈降(陥没)凹地は、ユニット5の時期に生じたカルデラ(大館南西カルデラII)とみなされる。

深沢-葛原地区ではユニット4, 5の両者が存在するが、ユニット5(茂内層上部)の発達がより顕著である。ユ

ニット4では火砕流堆積物が主であるが、ユニット5では溶岩やドーム状貫入岩が多くみられる。また、この地区の周辺部を縁どるように、ユニット5の時期のドーム状貫入岩が存在する。厚さ500m以上の茂内層の中心部が基盤地形の緩やかな凹地(籠谷凹地の南部)に当たる(第5, 6図)。したがって、ユニット5の形成期に浅いカルデラ(葛原カルデラ)があったと推定される。

基盤地形にみられる北鹿環状凹地のかかなりの範囲及び大館南西凹地は茂内層の厚く発達するところに一致する。これらの凹地には前記のように茂内層堆積期の火山活動



第 15 図 保滝沢・甚吉森・相内玄武岩の等層厚線図
破線は上記玄武岩と同一層準の安山岩類の等層厚線を示す。三角形は第 19 図に復元された火山の位置を示し、三角形のそばの数字は火山活動の時期を示す。

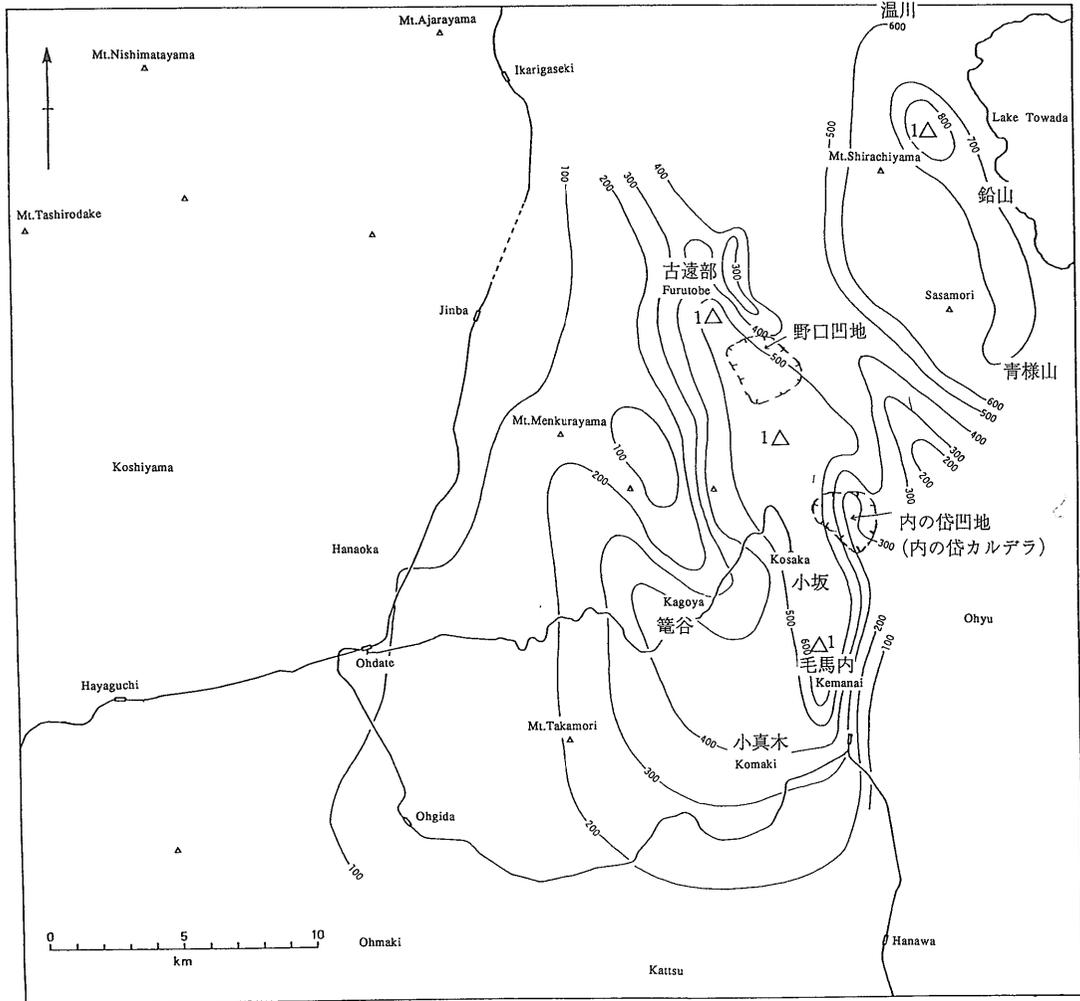
Fig. 15 Isopach map of the Hotakizawa, Jinkichimori and Ainai Basalts.

の中心あるいはカルデラが含まれるので、凹地全体としてもこの時期に活動した可能性が大きい。

ユニット 3 の時期の火山活動の中心は、雪沢・花岡層の等層厚線図（第 13 図）から、北鹿ベースン西半にあったことが分かる。とくに、面倉山と高森付近の 2ヶ所に主な活動があった。また、花岡付近と大館盆地南西部にも小規模ではあるが火山活動の中心がある。面倉山と高森の火山岩類は厚さ 900~1,200 m に達するもので、それらの中心部には溶岩・ドーム状貫入岩が多く存在する。花岡付近と大館盆地南西では、火山岩類は厚さ 300

~500 m に達し、前者の地域には溶岩・ドーム状貫入岩が多い。

このユニット上部の籠谷・堤沢層の等層厚線図（第 14 図）をみると、北鹿地域西半は 100 m 以上の籠谷・堤沢層によってほぼ全域を覆われ、地形的にも凹地の傾向にあった。但し、その中の籠谷・堤沢層の厚さは均一ではなく、大館・扇田間、大館北東域、面倉山・高森間は泥岩層が薄く、凹地の中でもより高まりの地形の可能性はある。火山活動との関係では、面倉山・高森間の高まりが活動中心に一致する。この部分の火山岩類が異常に



第16図 鍋子沢層下部の等層厚線図

第19図に復元された火山の位置を三角形等で示す。三角形のそばの数字は火山活動の時期。

Fig. 16 Isopach map of the lower part of the Nabekozawa Formation.

厚いことを考慮すると、ここには上に突出した火山体が存在したと推定される。花岡付近の活動中心は、その東部で泥岩が薄く、その部分は高まりをなしていたと考えられる。これに対して、籠谷・堤沢層の相対的に厚い地域は、面倉山西方、花岡-大館付近、花岡東方、大館東方、大館盆地南西部などに認められ、地形的な凹地がそれぞれの位置に存在したと考えられる。

基盤地形は北鹿地域西半で広く沈降域となっており、全体として沈降の場にあった。その中で面倉山と高森の火山岩類は隆起部と沈降部の境界又は沈降部側に位置す

る。とくに、面倉山については、その中心が面倉山西方の沈降部にあり、全体的に上に高まった火山としても、多少は火山活動に陥没の伴った形跡がある。

なお、面倉山から高森にかけての活動中心では、ユニット3の火山岩類の下位に存在すべき泥岩層が欠如している。これに比べてその周囲にはこの泥岩層が広く分布している。これは、面倉山から高森にわたる地域がユニット3の火山岩類の噴出直前には隆起・突出していたことを示している。

基盤地形の凹地と籠谷・堤沢層の層厚によって示され

る地形的凹地が一致するのは、面倉山西方、花岡-大館付近及び大館南西部である。また、花岡東方の南西側と大館東方の西側が基盤地形の凹地と一致する。これらの場所のうち、火山活動の中心近くにあるものは、花岡東方の南西側、花岡-大館付近及び大館南西部である。これらのうち、形態的にもカルデラと言えるものは、花岡-大館付近及び大館南西部である（花岡カルデラ及び大館南西カルデラ I）。花岡カルデラは Ohmoto and Takahashi (1983) の花岡カルデラにほぼ相当するもので、 $2.5 \times 5.5 \text{ km}^2$ の四辺形をなす、但し、花岡カルデラ内の簗谷・堤沢層の層厚によって示される地形的凹地は 2ヶ所に分かれるので、花岡カルデラは南北 2つのカルデラからなる可能性が大きい、大館南西カルデラ I はユニット 4, 5 の大館南西カルデラにほぼ一致するが、ユニット 3 の時期のものは、大きさが $4 \times 5 \text{ km}^2$ とより小さい。

花岡東方の南西側のものは形態的にカルデラとは言いがたく、小さな火口と推定され、それは火山中腹から北東に伸びた谷の源頭にあったと考えられる。大館東方の西側のものは、火山体の中心からややはずれるが、同様に火口の可能性が高い、

北鹿ベースンの東半分には、次に述べるユニット 1 の時期以来カルデラ性の凹地が存在しているが、そこはユニット 3 の時期にも沈降の傾向にあり簗谷層が引続き堆積した。西半分の上記のカルデラ性凹地や谷は、北鹿ベースンの縁辺に沿って連なるが、これは東半分の凹地・谷と一体になり、北鹿環状凹地の先駆的構造を作り上げている。

ユニット 2 は玄武岩の噴出を主とする活動である。活動の中心は北鹿ベースンの北縁、縫戸山-陣場付近にあって、1,300 m 以上の厚さに達する。枕状溶岩など溶岩流は 30 km 四方の範囲に及ぶ（第 15 図）。この時期の火山体は縫戸山-陣場付近を頂部とし、やや NE-SW 方向に伸びた形の成層火山に近いものであったと推定される。基盤地形からみると、火山体の位置は隆起部と沈降部との境界線上にあって、火山体全体が陥没した形跡はない。この火山体の南には、小雪沢西方、餌釣、深沢、松森北方、末広などに小さな中心が存在する、これらの小中心は、たぶん小さな寄生火山→単成火山の性質をもったものと考えられる。

ユニット 1 については鍋子沢層下部の等層厚線図（第 16 図）から分かるように、この時期の火山活動の中心が北鹿ベースン東半の地域にあった。その中でもとくに厚く発達するのは、温川-鉛山-青様山地区、古遠部-小坂-毛馬内地区及び簗谷-小真木地区である。温川-鉛山-

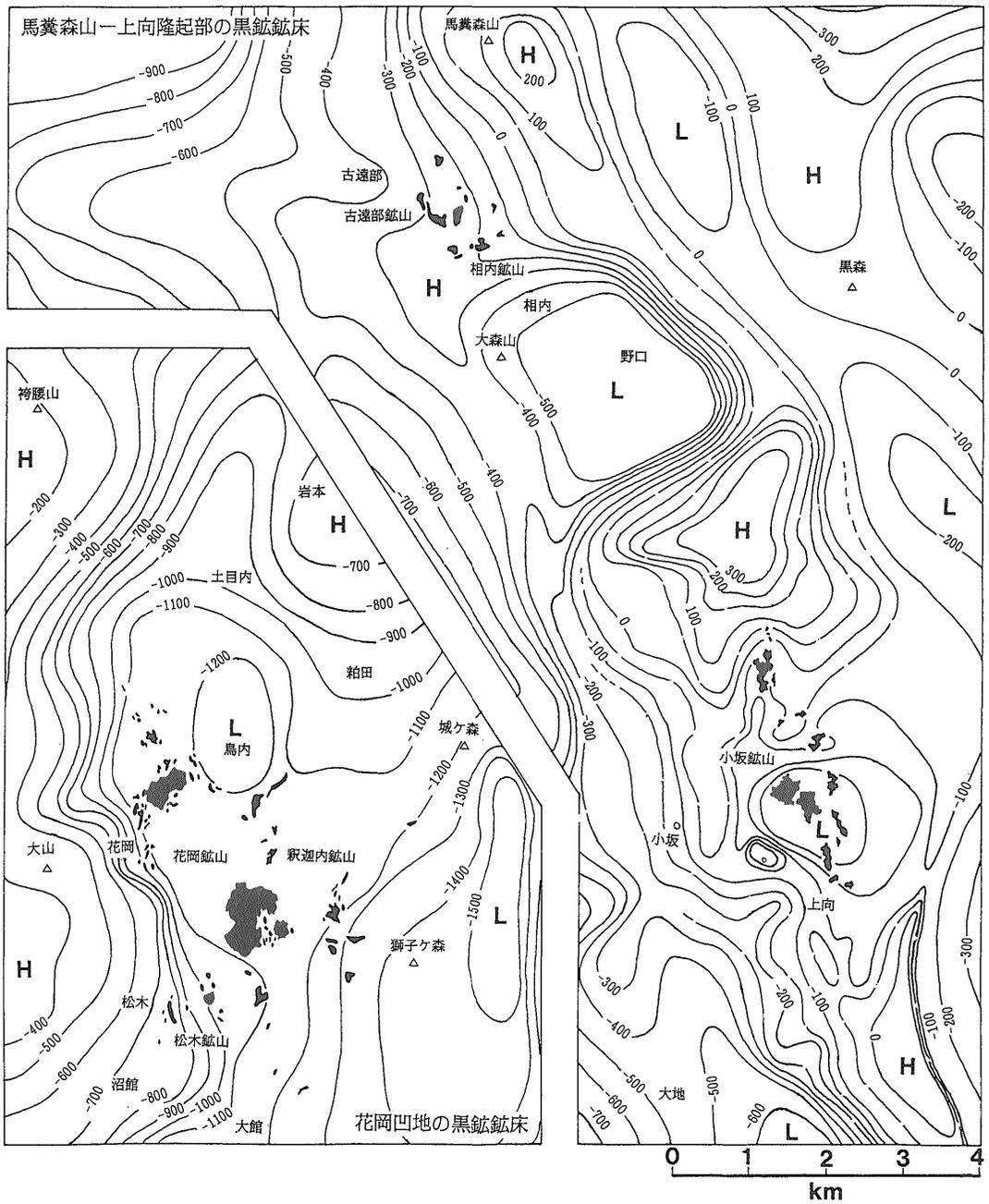
青様山地区は、中心部で 700 m 以上、古遠部-小坂-毛馬内地区で 400~500 m 以上、簗谷-小真木地区では 300~400 m ある。各地区とも、中心部に溶岩やドーム状貫入岩が多い。

北鹿ベースン内に含まれる古遠部-小坂-毛馬内地区についてみると、この地区は南の毛馬内を除いて、簗谷・堤沢層の泥岩の発達域外にあり、おそらく、上に突出した火山地形をなしていたと推定される。また、基盤地形からみても、この地区は、全体として隆起部となっており、この考えを支持する。一方、隆起部の中では基盤上に小さな凹地が存在する。その主なものには、野口凹地（遠部期カルデラ）、内の岱凹地などがある。内の岱凹地は直径 2~3 km の火山頂部の陥没したような地形で、小カルデラ（内の岱カルデラ）あるいは火口とみなすことができる。

簗谷-小真木地区の火山岩発達域はユニット上部の泥岩層（簗谷層下部）の 150 m 以上の厚さの発達域にほぼ一致する。また、この地区は基盤地形の凹地（簗谷凹地）とも重なる、簗谷凹地は $5 \times 7 \text{ km}^2$ の卵型をなし、その中にいくつかの隆起部を含みや複雑であるが、この部分は当時の海底地形としても凹地で、カルデラの存在した可能性がある（簗谷カルデラ）。

北鹿ベースンの多くの地域では、鍋子沢層下部の火山岩類と下位の鍋倉沢層の間に泥岩層が存在する。しかし、古遠部-小坂-毛馬内地区の古遠部から小坂にかけての範囲で、この泥岩層が欠如している。深沢地区では、得られるデータは少ないが同様に欠如する傾向がある、古遠部-小坂の範囲では、鍋倉沢層（笹畑層）も薄く、全く欠如することも多い。したがって、鍋子沢層下部の火山岩類の活動に先立って、この地域は隆起していたと推定される。以上に述べたユニット 1~5 の火山活動を総括すると次のような活動史が得られる、

1. 北鹿ベースン東半部の隆起・泥岩の無堆積（一部では下位層の欠如）、
2. 東半部におけるユニット 1 の石英安山岩類（鍋子沢層下部）の噴出。第 1 期
3. 東半部におけるカルデラ性陥没（複数）とユニット 1 の泥岩の堆積。
4. 北鹿ベースン北部におけるユニット 2 の玄武岩類の噴出。第 2 期
5. 北鹿ベースン西半部の東側を中心とした隆起と泥岩の無堆積。
6. 西半部におけるユニット 3 の石英安山岩類（雪沢・花岡層）の噴出。第 3 期
7. 西半部におけるカルデラ性陥没（複数）とユニッ



第 18 図 花岡凹地及び馬糞森山-上向隆起部における黒鉱鉱床の分布

Fig. 18 Distribution of the kuroko deposits in the Hanaoka Depression and on the Bahunmoriyama-Uwamuki Uplift.

鉾鉾床と基盤地形の関係はやや複雑であるが、それをまとめると次のようになる、

- 3級沈降部 { 1級沈降部中：花岡(堂屋敷・松峰)・
 釈迦内・松木
 2級隆起部中：小坂(内の岱・上向)
- 2級沈降部 : 小真木・大巻
- 小 谷 { 2級隆起部中：古遠部・相内・小坂(元山)
 3級隆起部中：石倉・深沢
- 尾 根 3級隆起部中：餌釣・長木・大地

基盤地形の沈降部についてみれば、各種の沈降地形の中には黒鉾鉾床が認められるが、鉾床がもっとも多く存在するのは花岡凹地・内の岱凹地などの3級沈降部で、既に記したようにこの中に花岡(堂屋敷・松峰)・釈迦内・松木・小坂(内の岱・上向)などの大鉾床が全て含まれる。これ以外の鉾床も含め、黒鉾鉾床は何らかの形で沈降地形と密接に関係している。

隆起地形との関係では、1級隆起部には黒鉾鉾床は存在しない、2、3級の隆起部の中に鉾床が認められるが、それも隆起地形の中に生じた沈降地形に関係している。鉾床が存在する隆起地形の顕著なものは、馬糞森山-上向隆起(2級隆起部)である、この隆起地形はNNW-SSW方向に伸びた形態をもち、その中軸付近に生じた3級沈降部又は小谷の中に、小坂(元山・内の岱・上向)・古遠部・相内等の鉾床が存在する、3級隆起部については、ベースン内隆起部中のものについて、深沢など若干の鉾床が認められるが、大きな鉾床はない、

黒鉾鉾床の存在する沈降部の大きさは、花岡凹地が3×5km²、内の岱凹地は2×2km²である、花岡凹地のこの拡がりの中に約9,100万t(粗鉾量)の黒鉾鉾床が形成され、内の岱凹地には約2,300万tの鉾床が生じている(中嶋, 1989)、北鹿ベースン全体で約1億4千万tと見積られるので、約8割の黒鉾鉾床がこの2つの沈降部に形成されている、

小真木・大巻の位置する2級沈降部は、大館南西凹地が6×10km²、箆谷凹地が4×7km²であるが、その黒鉾生成量は少ない、黒鉾鉾床を産する小谷の地形は、幅0.5km、長さ2.0km弱のものであり、小坂元山鉾床を産する谷がその典型であるが、他は地形が余り明確ではない、

黒鉾鉾床は、基盤地形の急斜面・崖(断層)の縁に存在したり、ある特定の方向に直線的に並んで配列し、断層や裂かとは何らかの関係を示すものが多い。花岡凹地についてみると、花岡堂屋敷の鉾床群・松峰・釈迦内・松木等の鉾床は凹地の西縁に沿ってNNW-SSE方向に配列している(第18図)、凹地の西縁は急斜面となってお

り、この位置には地表で堤沢断層が存在する、馬糞森山-上向隆起部の凹地に存在する古遠部・相内・小坂(元山・内の岱・上向)の黒鉾鉾床群は隆起の中軸部上のNNW-SSE方向の直線の上に配列している(第18図)。北鹿ベースン全体をみた場合、北鹿環状凹地の東西の縁が上記の方向と一致していて、黒鉾鉾床はその縁又はその近くに形成された断層又は裂かに沿って存在するとみることができる、

5.2 火山地形との関係

4章に述べた火山地形の復元に関する諸点に基づき、北鹿ベースンの最終段階の火山地形を第19図に復元した。さらに、黒鉾鉾床と火山地形の関係をみるため、この図の中に黒鉾鉾床の位置が示されている、

北鹿ベースン又は北鹿コールドロンの最初の火山活動は(第1期)、その東縁に沿って生じた石英安山岩の活動であるが、それはNNW-SSE方向に伸びた基盤岩の隆起部に火山を形成した、それは上に突出した火山体と考えられる(東縁火山)、この時期の鍋子沢層下部の石英安山岩の層厚変化から、この火山は複数のピークと噴出中心をもっていたと推定される、この火山のうち、小坂の北方に位置するものは、その南東中腹に直径2~3kmのカルデラをもち(内の岱カルデラ)、その中に小坂(内の岱・上向)鉾床が存在する。また、このカルデラの北西側には南に開いた長さ1.5km、幅0.3km程度の小さな谷があり(火口の可能性が大きい)、その中に小坂元山鉾床が位置する。

東縁火山の北端近く、古遠部付近にも火山のひとつのピークがあり、そのピークより西に向かって長さ2km、幅0.8kmの谷が開いている。この谷も火口の可能性があり、中に古遠部・相内鉾床が存在する。

東縁火山の石英安山岩は西に向かって、北鹿コールドロンの中ほどまで拡がっている。この部分は後に陥没して、箆谷カルデラを形成しその中に泥岩が堆積した。石倉・長木・大地・深沢等の中小規模の黒鉾鉾床は、このカルデラの縁辺に沿って分布するように見える、しかし、いずれも基盤地形の隆起部側に分布しているので、カルデラの陥没した内側ではなく、外側に位置していたと推定される。これらの黒鉾鉾床については、火山地形に対する関係は明確ではないが、いくつかは基盤地形の小谷に位置するものもあり火口との関係も想定される、

第2期の活動は、北鹿コールドロン北縁に生じた玄武岩の活動である。既述のごとく、この活動による火山体は上に突出した成層火山でカルデラを生じた形跡はない。この時期には黒鉾鉾床の形成はない、



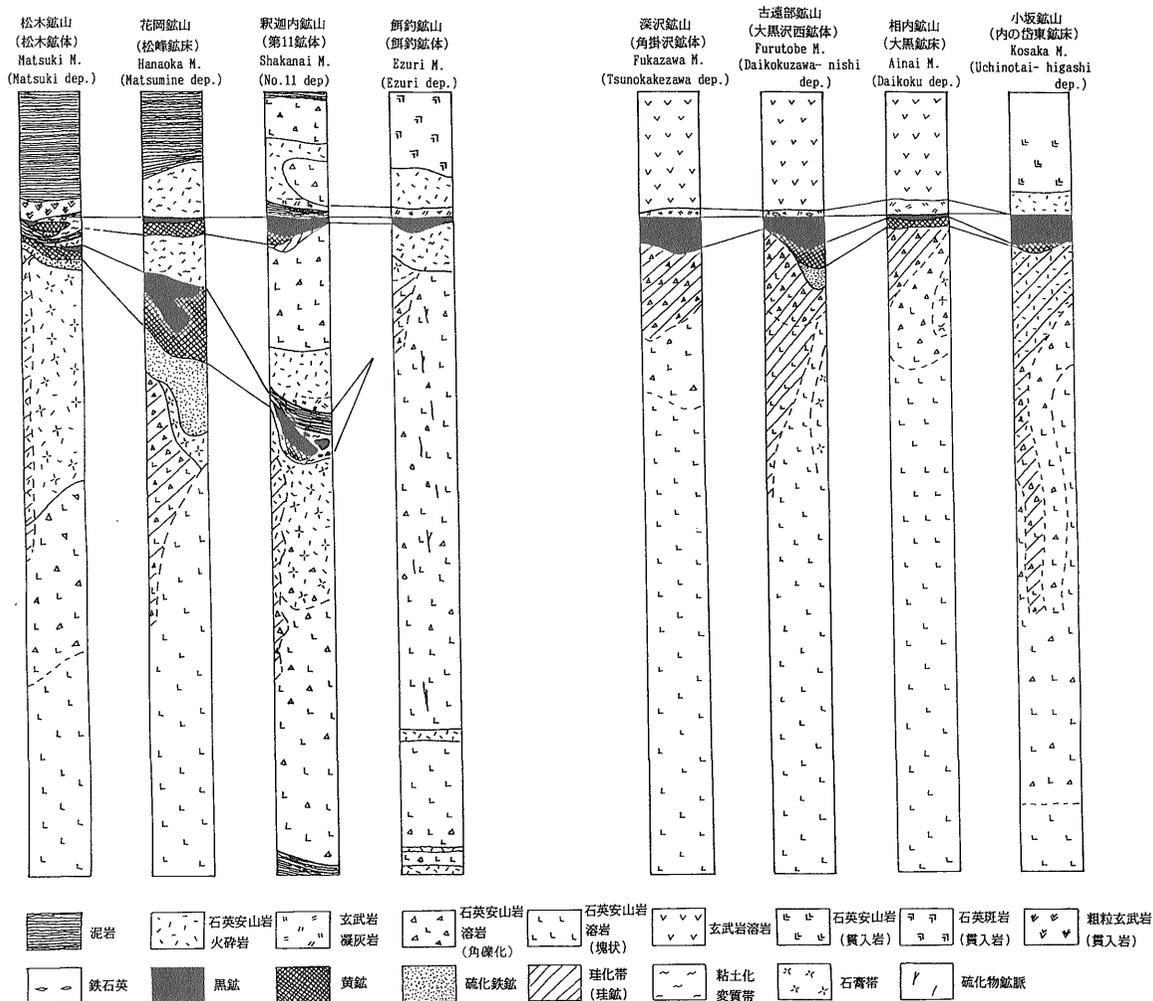
第19図 復元された火山地形と黒鉱鉾床の関係
 三角形のそばの数字は火山活動の時期を示す（第1期，第2期など）

Fig. 19 Location map of the kuroko deposits on the reconstructed Neogene volcanoes in the Hokuroku Basin.

北鹿ベースン西半部に生じた第3期の石英安山岩の活動は、その形態がやや複雑である。上に突出した比較的大きな火山体が面倉山と高森に存在し、これらは西半部の東側、基盤地形の隆起部と沈降部の境界付近に存在する。この2つの石英安山岩火山には、黒鉱鉾床はほとんど伴わず、わずかに高森火山の北西山麓に小規模な餌釣鉾床が存在するほか、若干の黒鉱鉾徴地がみられるにすぎない。

上に突出した火山体はベースンの北西部の花岡付近にも認められるが、面倉山・高森火山に比べより小さい、

この火山体には、その頂部付近の少し西側から南西にかけてカルデラが存在する（花岡カルデラ）。前述のように、このカルデラは2つのカルデラの複合した形をとり、それぞれ直径 2.5 km の大きさをもつ（北部花岡カルデラ・南部花岡カルデラ）。この2つのカルデラは黒鉱鉾床の形成に大きく寄与した、北部花岡カルデラは、花岡堂屋敷の鉾床群約 2,800 万 t を生成し、南部花岡カルデラは花岡松峰・釈迦内・松木の鉾床群約 6,000 万 t の黒鉱鉾床を生成した、花岡の火山体の東麓には、北東に開く長さ 2 km、幅 0.5 km の谷を伴う火口の存在



第 20 図 火山岩層序と黒鉱鉱床の関係

Fig. 20 Stratigraphic position of the kuroko deposits in the sequence of the Neogene volcanics.

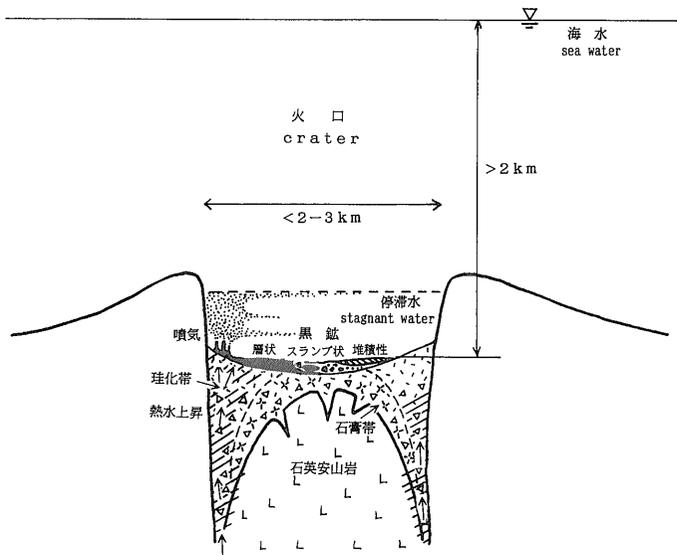
が推測されるが、ここには釈迦内第 1~3 鉱体の黒鉱鉱床が生じている、なお、同一時期に形成された大館南西カルデラ I からは黒鉱鉱床は発見されていない。

第 4, 5 期に入ると、火山活動の範囲はそれ以前に比べるとかなり縮小し、北鹿コールドロンの南部を中心に複数の火山が生じた。このうち、カルデラとしては、第 4 期の獅子ヶ森カルデラ、第 5 期の葛原カルデラ・大館南西カルデラ II などがあるが、これらの中で明確に黒鉱鉱床を含むものはない。一見、葛原カルデラ及び大館南西カルデラ II の縁にそれぞれ小真木及び大巻鉱床が位置するように見えるが、両鉱床は第 4 期に形成されたもの

である。

以上、北鹿コールドロン内に形成された黒鉱鉱床と火山地形の関係をまとめると次のようになる。

1. カルデラ (直径 2~3 km) : 小坂 (内の岱・上向)
 - ・花岡 (堂屋敷・松峰)
 - ・釈迦内・松木
2. 小谷 (火口を伴う) : 古遠部・相内・小坂 (元山)・釈迦内 (第 1~3 鉱体)
3. その他 : 長木・大地・石倉・深沢・餌釣・小真木・大巻



第 21 図 黒鉱鉱床の形成場モデル（単一鉱床）

Fig. 21 Generalized model showing precipitation of a single kuroko deposit in the crater of the Neogene volcano.

これから分かるように、大規模な黒鉱鉱床はその大部分が火山体の頂部付近～中腹に形成された直径2～3 kmのカルデラの中に存在する、この場合、1個のカルデラは2,300～6,000万tの黒鉱鉱床を産する、その他の中規模鉱床は火口を伴うと思われる小谷（長さ1.5～2.0 km、幅0.3～0.8 km）に存在する、この中に産する黒鉱鉱床は300～700万t程度の鉱量である、その他としたものの多くは、カルデラの縁に産すると考えられるものが多いが、火山地形との詳しい関係は確かでない、

北鹿コールドロン形成は、前期中新世末～後期中新世の間に行われた、その後は、北鹿全域が陸化し、鮮新世以降は陸上火山活動の場となり、カルデラの形成も北鹿ベースンの縁辺部で盛んに行われたが、黒鉱鉱床に関しては不毛であった、

5.3 形成場モデル

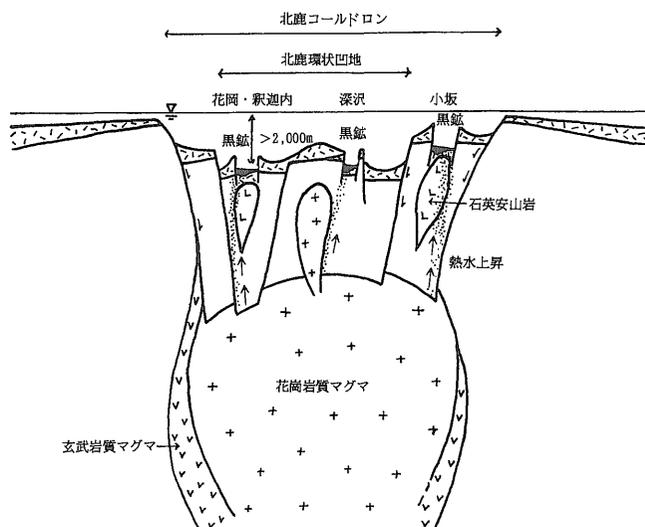
黒鉱鉱床の産出は、前述のように石英安山岩の火山活動と密接・不可分である、よく知られているように、黒鉱鉱床は火山岩の一連の重なりの中で特定の位置に現れる、第20図は北鹿ベースンの代表的黒鉱鉱床について、火山岩層序の中におけるその出現位置を概念的に示したものである、ほぼ例外なく、黒鉱鉱床は火山岩の重なりの上層部、すなわち火山活動の末期又は休止期に出現する、

多くの場合、石英安山岩の火山活動は溶岩ドームの形成やその中への石英安山岩マグマの貫入によって始まる、溶岩は上部ほど水中における急冷破砕の影響が強く、種々の程度に角礫化している、また、その上位には凝灰岩・凝灰角礫岩等の火砕岩が重なり、爆発的噴火のあったことを示す、火砕岩は黒鉱鉱床の下では鉱床を生じた鉱液の通路に当たるので、熱水変質や鉱化作用の影響を受けている、層状の黒鉱鉱床は、これらの火砕岩又は角礫化した石英安山岩溶岩の上に存在する、鉱床の上位には、泥岩、凝灰岩又は泥岩と凝灰岩の互層が重なる、

黒鉱鉱床の形成後は泥岩の堆積が示すように、火山活動はしばらく静穏化する、深沢鉱山又は古遠部・相内鉱山の一部では、層状黒鉱の上に玄武岩溶岩又はその火砕岩の重なることがあるが、これらは別の火山活動に属するもので石英安山岩の活動としては黒鉱形成とともに静穏期にはいることに変わらない、

石英安山岩マグマの活動は、稀に黒鉱形成後まで引き続くことがある、しかし、その場合は爆発的な噴火を伴うことなく、釈迦内鉱山第11鉱体にみられるように石英安山岩のドーム状貫入が主で、それは黒鉱鉱床を強く変形させているだけである（佐藤ほか、1985）。

石英安山岩の火砕岩又は角礫化溶岩上に重なる層状黒鉱の面的拡がり、個々の単位鉱体についてみると、各鉱山の最大級のものは250×620m²（花岡堂屋敷）、600



第22図 黒鉱鉱床の形成場モデル(北鹿ベースン全体)

Fig. 22 Diagrammatic illustration of volcano-plutonic system of the Hokuroku cauldron associated with the formation of the kuroko deposits.

×700 m² (花岡松峰), 200×450 m² (釈迦内第8鉱体), 410×570 m² (松木), 200×450 m² (餌釣), 250×450 m² (深沢角掛沢1鉱体), 120×380 m² (小坂内の岱東鉱床), 140×300 m² (古遠部大黒沢西鉱床), 170×240 m² (相内大黒鉱床) 及び 54×260 m² (花輪明通鉱床第1鉱体) の規模である, 但し, ここに示したのものの中には, 実際には2つ又はそれ以上の単位鉱体に分かれる可能性のあるものも含まれている, 層状黒鉱の面的拡がりの小さなものは直径数10mの程度である. 標準的な層状黒鉱の拡がりは直径100~200m程度と見積られる.

層状黒鉱の上に泥岩が重なる場合, その泥岩の面的拡がりは下位の層状黒鉱の拡がりと同程度のことが多い. 泥岩は一般に厚さの変化が大きく, レンズ状断面をもつ. また, スランプ構造を示すこともある, これらの事実は, 泥岩と層状黒鉱がともに同じ凹地の中にそれを埋め立てるように堆積したことを示唆している. したがって実際の個々の凹地の大きさは, 前記の層状黒鉱の面的拡がりと同じか, やや大きい程度と考えられる.

前章で述べた大規模黒鉱鉱床を伴うカルデラの直径は2~3kmであるから, 最大級の層状黒鉱で2~4個, 標準的なものでは10~30個がその中に入りうる. また, 火口を伴うと推定される小谷でも標準的な層状黒鉱が数個は入りうる幅をもっている. 例えば, 直径2.5kmの南部花岡カルデラについてみれば, その中に直径が数10

m から 700 m 以上の大小様々の凹地があって, その中に多数の層状黒鉱が形成された状況を描くことができる. このような個々の黒鉱鉱床の形成モデルをカルデラ又は火口の関係で示すと第21図のようになる.

北鹿コールドロン中の石英安山岩の火山のうち, 火山岩の厚さ900~1200mに達する最も大きなものには前述のように黒鉱鉱床は産しない. 黒鉱鉱床は, むしろより小さな火山, 厚さ300~500m程度の火山岩からなる火山に伴われ, しかも, その火山の山頂~中腹に形成された直径2~3kmのカルデラ又は火口を伴うと推定される小谷の中に生じている. 直径2~3kmのカルデラはカルデラとしては最も小さなもので通常の火口に近い大きさであるので, 黒鉱鉱床は火口の中に形成されたと言い換えることもできよう.

前記のように, 黒鉱鉱床の形成は火山活動の最終段階で行われた. 火山活動のどの段階でも行われたわけではない. このことは, 鉱床を生じた熱水が火山活動の原因となった地下深所のマグマに起因するもので, マグマがかなり分化した段階に生じたことを示唆している. 主たる火山活動終了後この熱水は上昇, カルデラ又は火口の底に噴出し, 層状黒鉱が沈澱・堆積したものと考えられるが, 噴出した熱水及び晶出物質は東太平洋海嶺のブラックスモーカーなどで観察されるように, 海水中に拡散してしまい海水から直接黒鉱が沈澱することは少ないで

あろう。しかし、海底に生じた凹地であるカルデラや火山口はその内側の海水を停滞した状態に保ち、鉱床の形成に都合のよい状態を作り出す。熱水活動の継続とともに、停滞した海水中の金属元素の濃度は次第に上昇し、やがて飽和に達した金属元素が硫化物として沈澱し、層状黒鉱を形成すると推定される。このように、火山性の凹地の形態は、層状黒鉱の形成にとって必要な条件であったと考えられる。

なお、北鹿コールドロンの中には、大きき4×5 km²の大館南西カルデラ I やそれ以上の大きさのカルデラが存在する、しかし、それらには黒鉱鉱床が認められないか、あっても小規模である。黒鉱鉱床の形成にはその大きさも関係している可能性がある、

基盤地形の1級沈降部に当たる北鹿ベースン又は北鹿環状凹地は、ほぼ北鹿コールドロンの範囲に一致する、基盤地形の1級沈降部は火山性の起源で、北鹿コールドロンの形成と密接に関係していると考えられる。また、2～3級の基盤地形の沈降部についても、火山岩や泥岩の発達から推定されたコールドロン内のカルデラや火山口と対応するものが多い。前項まで述べてきた北鹿ベースンの地質構造、火山地形及び黒鉱鉱床の産状などから、北鹿コールドロン全体の模式的断面の中に黒鉱鉱床形成場を示すと第22図のようになる。

推定される北鹿コールドロンは直径約30 kmで、この範囲内に広く基盤の沈降を伴っている。その沈降量は周囲に比較して最大2,000 mを越える。コールドロンのこの沈降量は1回の活動によって達成されたものではなく、段階的に数度の沈降によって生じた。それは、コールドロン内のいくつかの地域に分かれて部分的に沈降し、最終的に累積されて全体の沈降量に達したと考えられる。ところで、北鹿コールドロン形成の後半には、その東側に隣接する地域が既に陸域となっていた（中嶋、1989）。したがって、もしもこれ以後、小さな範囲での昇降運動、例えば陸上カルデラの形成などは別として、広い範囲では大きな昇降運動がなかったと仮定すれば、北鹿コールドロンの水深はその形成の後半においては、2,000 mを越えなかったと推定される。

コールドロン内の各所に生じた石英安山岩火山の規模やコールドロンの面的拡がりからみて、北鹿コールドロンの地下深所には、コールドロンとほぼ同程度の拡がりをもつ石英安山岩又は花崗岩質マグマの存在が推定される（第22図）。このマグマは現在直接地上で観察することは出来ないが、コールドロンのほぼ中央、ベースン内隆起部に分布する大滝石英閃緑岩（10.3 Ma）はこのマグマよりもたらされた深成岩の一部とみなされる。また、

深沢鉱山の角礫岩脈中には花崗閃緑岩（10.2 Ma）が認められ、少なくともベースン内隆起部の地下深所に石英閃緑岩-花崗閃緑岩が広く分布する可能性を示唆している。

北鹿コールドロン形成の各段階の石英安山岩マグマはこの地下深所のマグマ溜りから供給され、火山活動の最終段階には熱水が上昇して海底面に達し黒鉱鉱床が形成されたと推定される。

文 献

- 秋田県(1986) 土地分類基本調査, 大館(5万分の1). 62 p.
- 藤井敬三・吉田国夫(1968) 秋田県北鹿地域中央部の地質構造と鉱床生成の場について. 鉱山地質, vol. 18, p. 206-217.
- Guber, A. L. and Ohmoto, H. (1978) Deep sea environment of Kuroko formation as indicated by the benthic foraminifera from the Hokuroku district, Japan. *Mining Geol.*, vol. 28, p. 245-255.
- and Merrill III, S. (1983) Paleobathymetric significance of the foraminifera from the Hokuroku district. *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 55-70.
- Hayman, R.M. and Kastner, M. (1981) Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21° N: preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 53, p. 363-381.
- 堀越 勲(1960) 花岡-小坂地域におけるクロコーの層序的位置. 鉱山地質, vol. 10, p. 300-310.
- (1965) 黒鉱型噴気堆積鉱床. 九州鉱山誌, vol. 33, p. 332-340.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・臼田雅郎(1973) 秋田県総合地質図幅(1/50,000)「大館」及び同説明書. 秋田県, 94 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(1965) 昭和39年度地質構造調査報告書. 237 p.
- 金属鉱業事業団(1980) 昭和54年度精密調査報告書(北鹿地域). 160 p.
- (1987) 昭和61年度精密調査報告書(北鹿地域). 184 p.

- Kitazato, H. (1979) Marine paleobathymetry and paleotopography of the Hokuroku district during the time of the Kuroko deposition, based on foraminiferal assemblages. *Mining Geol.*, vol. 29. p. 207-216.
- 古賀義人・高橋敏夫(1985) 小坂カルデラの検証. 鉱山地質, vol. 35, p. 193-203.
- Macdonald, K.C., Becker, K., Spiess, F.N. and Ballard, R.D. (1980) Hydrothermal heat flux of the "Black smoker" vents on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 48, p. 1-7.
- 中嶋輝允(1989) 5万分の1北鹿地域鉱物資源評価地質図及び同説明書. 特殊地質図(27), 地質調査所, 107 p.
- 中村光一・加藤幸弘・木村政昭・安藤雅孝・許正憲(1989) 伊是名海穴海底熱水性鉱床の分布, 産状 —1988年の知見のまとめ—. *Jamstectr Deepsea Research* (1989), p. 183-189.
- ・丸茂克美・青木正博(1990) 沖縄トラフ伊是名海穴海底熱水性鉱床地帯におけるブラック・スモーカーと二酸化炭素に富む流体湧出変質帯(ポックマーク)の発見. *Jamstectr Deepsea Research* (1990), p. 33-50.
- Ohmoto, H. (1978) Submarine Calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulfide deposit? *Mining Geol.*, vol. 28. p. 219-231.
- and Takahashi, T. (1983) Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan. Part III. Submarine calderas and Kuroko genesis. *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 39-54.
- Oshima, T., Hashimoto, T., Kamono, H., Kawabe, S., Suga, K., Tanimura, S. and Ishikawa, Y. (1974) Geology of the Kosaka mine, Akita prefecture. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 6, p. 89-100.
- 佐藤修一・佐藤健二・金谷浩・菅原正明(1985) 釈迦内鉱床における黒鉱鉱体の変形. *Mining Geol.*, vol. 35, p. 179-192.
- 佐藤壮郎(1968) 秋田県小坂鉱山内の岱西鉱床とその生成機構. 鉱山地質, vol. 18, p. 241-256.
- 資源エネルギー庁(1985) 昭和59年度広域調査報告書(八甲田地域). 121 p.
- Spiess, F.N., Macdonald, K.C., Atwater, T., Ballard, R., Carranza, A., Cordoba, D., Cox, C., Diaz-Garcia, V.M., Francheteau, J., Guerrero, J., Hawkins, J., Haymon, R., Hessler, R., Juteau, T., Kastner, M., Larson, R., Luyendyk, B., Macdougall, J.D., Miller, S., Normark, W., Orcutt, J. and Rangin, C. (1980) East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments, *Science*, no. 207, p. 1421.
- 角清愛・藤井敬三・上村不二雄・大沢稔・盛谷智之・平山次郎(1966) 広域的地質調査の結果からみた大館地域の黒鉱層準の性格. 鉱山地質学会第16回総会討論会資料(2), p. 83-106.
- 鈴木善照・谷村昭二郎・橋口博宣(1971) 北鹿地域の地質および構造. 鉱山地質, vol. 21, p. 1-21.
- 虎岩達夫(1959) 花岡鉱山の鉱床と構造規制. 日鉱誌, vol. 75, p. 631-635.
- Urabe, T. (1987) Kuroko deposit modeling based on magmatic hydrothermal theory. *Mining Geol.*, vol. 37, p. 159-176.
- 浦辺徹郎・Auzende, J.M.・Deplus, C.・Eissen, J.P.・Grimaud, D.・Huchon, P.・石橋純一郎・上嶋正人・Lagabrielle, Y.・Mevel, C.・仲二郎・Ruellan, E.・田中武雄・榎橋学(1990) 北フィジー海盆中央拡大軸における熱水鉱床—ノチール号による潜水調査予報. 鉱山地質, vol. 40, p. 117-124.
- 八島隆一(1990) 東北日本弧における鮮新世火山岩のK-Ar年代: 阿闍羅山安山岩, 青ノ木森安山岩, セツ森デイサイト, 笹森山安山岩. 地球科学, vol. 44, p. 150-153.

(受付: 1992年6月12日; 受理: 1992年12月16日)